



ugr | Universidad
de Granada



Marcos Isidro Tejera

*Caracterización de la dirección del
transporte turbulento de flujos
cinemáticos de CO₂, calor y vapor
de agua*

*Characterization of turbulent transport direction
of kinematic CO₂, heat and water vapour fluxes*

Trabajo de Fin de Máster
Máster en Geofísica y Meteorología
Granada, Julio de 2022

DIRIGIDO POR

Andrew S. Kowalski

Penélope Serrano Ortiz

[Andrew S. Kowalski](#)

*Catedrático de Universidad
Grupo de Física de la Atmósfera
Departamento de Física Aplicada
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada*

[Penélope Serrano Ortiz](#)

*Profesora Titular de Universidad
Grupo de Ecología Terrestre
Departamento de Ecología
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada*

Agradecimientos

Agradezco enormemente a mis tutores Andy y Penélope por su ayuda y buenos consejos durante el desarrollo de esta memoria. Igualmente, gracias a todos aquellos que de alguna u otra forma me han ayudado.

Marcos Isidro Tejera
Granada, 15 de julio de 2022

Contenido

Agradecimientos	III
Introducción	VII
Lista de símbolos y abreviaciones	IX
1. Marco teórico	1
1.1. Las ecuaciones de conservación: expresión, condiciones ideales y simplificación	1
1.1.1. Conservación de un escalar	1
1.1.2. Conservación de la energía	5
2. Metodología, objetivos y regiones de estudio	7
2.1. Fundamentos de Eddy Covariance	7
2.1.1. Expresión de los flujos turbulentos estudiados	9
2.1.2. Correcciones por rotación	10
2.1.3. Filtro por calidad	12
2.2. Descripción de los ecosistemas estudiados	13
2.2.1. Hyytiälä (Finlandia)	13
2.2.2. Paracou (Guayana Francesa)	15
2.2.3. Filtro de los flujos turbulentos nocturnos	16
2.3. Método de caracterización de la dirección del transporte turbulento	17
2.3.1. Filtro por módulo	22
3. Resultados y discusión	23
3.1. Flujo cinemático de CO ₂	23
3.2. Flujo cinemático de vapor de agua	25
3.3. Flujo cinemático de calor	27
4. Conclusiones	35
Bibliografía	37
Anexos	41
A.1. 1 ^a Ley de Fick	41
A.2. Clasificación de ecosistemas del IGBP	41
A.3. Módulo mínimo. Unidades no cinemáticas	41
A.4. Variación de los ángulos cenital y azimutal respecto al módulo del flujo ..	42

Introducción

El aumento de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera desde épocas preindustriales hasta nuestros días es uno de los condicionantes fundamentales del calentamiento global. Debido a esta tendencia cada vez más creciente, con miras a entender con precisión la evolución del cambio climático y plantear respuestas que mitiguen sus efectos sobre el planeta es necesario un conocimiento preciso de la evolución del ciclo del carbono. Este crecimiento de la concentración del CO₂ atmosférico tiene un gran componente antropogénico, que se debe en esencia a dos fuentes: emisiones netas de carbono y emisión de combustibles fósiles (*Canadell et al., 2021*), siendo la segunda la más determinante. No obstante, sólo la mitad de las emisiones de CO₂ por quema de combustibles fósiles y deforestación se acumulan en la atmósfera (*Jacob, 1999*), lo cual revela la existencia de sumideros que absorben el 50 % restante en intervalos de tiempo cortos (anualmente) (*Berner, 2003*). Esta otra mitad es transferida a otros ecosistemas que actúan como reservorios, de los cuales los más significativos son los océanos, la biosfera y los suelos (*Jacob, 1999*). Aunque este efecto sumidero está aún sujeto a una gran incertidumbre, se ha atribuido esta absorción de carbono esencialmente a los ecosistemas de tipo terrestre, pues las mediciones de flujos de CO₂ sobre los océanos son mucho más precisas y han permitido delimitar con más exactitud el aporte de los océanos al efecto sumidero (*Friedlingstein et al., 2022*). Con el objetivo de predecir la futura tendencia del ciclo del CO₂ en la atmósfera y evaluar sus posibles implicaciones sobre el cambio climático es necesario entender a nivel de microescala los elementos que controlan estos sumideros terrestres de carbono. A través de métodos micrometeorológicos somos capaces de estudiar las fluctuaciones que caracterizan los procesos de transporte de flujos de materia (gases) y energía (calor) que se producen entre la superficie terrestre y la capa límite atmosférica (ABL), entre los cuales está el balance neto de carbono a nivel del ecosistema. De estas metodologías, la técnica Eddy Covariance (EC) ha sido la más popularizada a lo largo de las últimas tres décadas a nivel internacional, pues permite la medición de manera no destructiva, a una alta resolución y a nivel de ecosistema (*Pastorello et al., 2020*).

Las mediciones a través de EC requieren un equipamiento que suele consistir en torres de flujos que integran dispositivos para la medición de velocidades de viento (anemómetro sónico), concentraciones de gases (analizador infrarrojo de gases) y demás variables atmosféricas de interés (temperatura del aire, humedad relativa, etc.). Sobre este equipamiento se requieren ciertas exigencias que permitan realizar mediciones confiables, entre las que suelen estar el registro continuo de flujos turbulentos, un diseño que minimice las perturbaciones del flujo, un bajo consumo de energía (eliminar la necesidad de un sistema de energía, como un generador de combustible fósil, que generaría su propio CO₂ y alteraría la concentración medida) y la capacidad de almacenar datos en bruto para obtener información adicional de los flujos turbulentos (*Moncrieff et al., 1997*). A medida que EC se ha ido consolidando como el método de medición de flujos turbulentos por excelencia, el equipamiento y el software diseñado para esta

técnica se ha ido homogeneizando entre los organismos de investigación involucrados, fomentado en gran medida por el desarrollo de redes de cooperación a escalas nacional e internacional, además de enriquecer el avance en el estudio del balance neto de gases traza al permitir comparar resultados entre ecosistemas con condiciones climáticas muy diversas. Dentro de estas redes existen algunos nombres destacados, entre las cuales se encuentran las redes EUROFLUX, AMERIFLUX y ASIAFLUX a nivel continental o FLUXNET a escala internacional desde el periodo 1995-1997 (*Sabbatini et al., 2018*). Un ejemplo destacado de proyecto es el *Integrated Carbon Observation System* (ICOS), una infraestructura de investigación diseñada como el sistema europeo de observación e información *in situ* para mitigar el calentamiento global estudiando las fuentes, los sumideros y el ciclo de los gases de efecto invernadero entre atmósfera, biosfera e hidrosfera (*Heiskanen et al., 2021*).

Concretando en el aspecto teórico de Eddy Covariance, al escalar las ecuaciones de continuidad que gobiernan el transporte de flujos gaseosos en la capa límite atmosférica se concluye que este transporte se debe a la existencia de un gradiente vertical, de manera que el flujo se transporta desde zonas de alta concentración a zonas de baja concentración en dirección normal a la superficie del ecosistema. No obstante, autores como Baldocchi, Hincks y Meyers (*Baldocchi et al., 1988*) argumentan que esta tendencia exclusivamente vertical es demasiado optimista, pues a priori el flujo turbulento tiene una expresión vectorial, y en general se asumen ciertas condiciones ideales que permiten despreciar las dos componentes horizontales de este vector. Entre estas condiciones ideales las más comunes son la uniformidad horizontal y de nivel en el terreno, que las fuentes y sumideros provengan exclusivamente del ecosistema y no de la atmósfera sobre la superficie o que la concentración no varía demasiado respecto del tiempo (*Baldocchi et al., 1988*). Consideraciones similares han sido defendidas para flujos turbulentos energéticos (calor). Tan instaurada está la asunción del comportamiento puramente vertical de los flujos turbulentos que en general las componentes longitudinal y transversal a la corriente de viento no son presentadas ni almacenadas en las grandes bases de datos empleadas, y su relevancia para el balance de gases y energía en superficie es dudosa.

En este trabajo se cuestiona si esta manera de medir los flujos turbulentos teniendo en cuenta exclusivamente su componente vertical es acertada o no, para lo cual se han recabado datos brutos de velocidades de viento, concentraciones de CO₂ y temperatura del aire para así calcular las 3 componentes espaciales de flujos turbulentos cinemáticos de CO₂, calor y vapor de agua. Se han escogido dos ecosistemas distintos con diferentes características climáticas y localizaciones geográficas, en distintos periodos de tiempo, con objeto de comprobar nuestra hipótesis de manera más general. Se ha estimado la dirección de los flujos registrados respecto a la corriente de viento para así clasificar la trayectoria del transporte, discerniendo si su tendencia es más longitudinal, transversal o normal a la corriente. Si concluyésemos que efectivamente el flujo se transporta de manera prácticamente vertical, este proyecto premiará afianzar la manera en la que se calcula los flujos mediante EC. En el caso de que se confirme que las componentes horizontales de los flujos no son despreciables, estaríamos poniendo en cuestión el marco teórico que sustenta las técnicas micrometeorológicas destinadas al estudio de los intercambios entre superficie y atmósfera, suscitando una revisión de estas metodologías.

Lista de símbolos y abreviaciones

$\bar{a}$	Promedio aritmético de la variable a .
a'	Componente turbulenta de la variable a .
c	Fracción molar de CO ₂ en el aire seco.
c_p	Calor específico del aire a presión constante.
EC	Eddy Covariance
F_c	Flujo cinemático de CO ₂ .
F_h	Flujo cinemático de calor.
F_v	Flujo cinemático de vapor de agua.
L_v	Calor latente de vaporización del vapor de agua.
M_a	Masa molar del agua.
r	Razón de mezcla del vapor de agua en el aire seco.
T	Temperatura del aire.
u, v, w	Fluctuaciones de la velocidad del viento en las direcciones x, y y z .
x, y, z	Coordenadas longitudinal, transversal y vertical a la corriente de viento.

Letras griegas

α	Ángulo formado entre la dirección normal a la superficie y el vector de transporte turbulento cinemático.
β	Ángulo formado entre la corriente de viento y el vector de transporte turbulento cinemático horizontal.
η	Ángulo acimutal de rotación del sistema de coordenadas de medición.
η_d	Densidad molar de aire seco.
θ	Ángulo cenital de rotación del sistema de coordenadas de medición.
ρ	Densidad del aire.
$\nabla \cdot (\vec{F})$	Operador divergencia sobre el campo vectorial $\vec{F}$.

Marco teórico

En la investigación del balance de gases y energía entre los ecosistemas y la atmósfera está ampliamente aceptado que el transporte por turbulencia se produce en dirección normal a la superficie, con lo cual es difícil encontrar bibliografía que describa los argumentos teóricos que cuestionen esta hipótesis. Sin embargo, en artículos como *Baldocchi et al. (1988)* se defiende que las componentes horizontales del flujo también podrían jugar un papel clave en el transporte turbulento, apuntando a que algunas condiciones que permiten el escalado de las ecuaciones que gobiernan el comportamiento de los flujos turbulentos están siendo asumidas cuando podrían no ser del todo ciertas. En este capítulo expondremos en un primer lugar las ecuaciones de continuidad que rigen el transporte de flujos de calor y gases por turbulencia en la capa límite atmosférica, enumerando las condiciones que se asumen sobre los factores que intervienen y que permiten simplificar gran parte de los términos hasta llegar a la expresión del flujo turbulento que es usualmente aceptada. Además se exponen las razones que permiten aceptar estas condiciones. En contraposición, a través de los citados artículos cuestionamos que la asunción de estas condiciones sea del todo correcta, lo cual nos llevaría a considerar que un transporte tridimensional en lugar de en únicamente en dirección vertical es una hipótesis plausible.

1.1. Las ecuaciones de conservación: expresión, condiciones ideales y simplificación

Las ecuaciones de conservación de una cantidad escalar y de la energía establecen el marco teórico fundamental por el que se rige el transporte turbulento en la capa límite de gases y calor, respectivamente. Una adecuada comprensión de estas ecuaciones y las suposiciones que usualmente se aceptan para su simplificación es de gran ayuda para entender el porqué de asumir un comportamiento vertical del transporte turbulento, e igualmente las razones para cuestionar esta premisa. A continuación, a través de la descripción de la ecuación de conservación de una cantidad escalar exponemos todos estos elementos para entender los procesos físicos involucrados en el transporte por turbulencia entre los ecosistemas y la atmósfera. Dado que la argumentación seguida para la ecuación termodinámica es bastante similar, respecto a esta última no expondremos el desarrollo y simplemente la incluiremos puntualizando algunas consideraciones.

1.1.1. Conservación de un escalar

Supongamos que queremos estudiar el balance de un cierto constituyente químico escalar (normalmente un gas) entre la superficie de un ecosistema y la atmósfera. Por ser su razón de mezcla en el aire (χ) una cantidad conservable será esta variable la que nos interesará analizar. Podemos aplicar la descomposición de Reynolds a la razón de

mezcla a lo largo de un intervalo de tiempo fijo, o en otras palabras, escribir χ como la suma de su valor promedio más las fluctuaciones durante este periodo:

$$\chi = \bar{\chi} + \chi'$$

La misma descomposición se puede aplicar análogamente a las componentes longitudinal, transversal y normal de la velocidad del viento (u , v y w , respectivamente). De acuerdo a esta división entre parte promedio y parte turbulenta, el flujo cinemático turbulento será el siguiente vector:

$$(\overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'}, \overline{w'\chi'}) \quad (1.1)$$

El razonamiento que describe cómo llegar a esta expresión se discute ampliamente en la Sección 2.1. De acuerdo a esta interpretación del flujo turbulento, la ecuación de conservación de χ queda expresada de la siguiente manera:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t}}_{(i)} = - \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z}}_{(ii)} - \underbrace{\nabla \cdot (\overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'}, \overline{w'\chi'})}_{(iii)} + D + S \quad (1.2)$$

Describiremos cada uno de los términos involucrados en 1.2:

- (i) corresponde a la **variación local** (en un punto fijo) respecto del tiempo de la concentración.
- El término (ii) corresponde a la **advección**, que representa el transporte promedio de la concentración del gas por acción del campo de velocidades. La advección aparece cuando el gradiente espacial de χ es distinto de cero y, se transporta a favor del vector de viento promedio.
- (iii) representa la **convergencia** del flujo en un una parcela de volumen controlado. Si el material se acumula en dicho volumen porque el flujo entrante es mayor que el saliente existirá convergencia del flujo. En caso contrario, hablaremos de **divergencia** del flujo.
- D corresponde al término de **difusión molecular**: el movimiento aleatorio de las moléculas del gas por acción de la temperatura, que normalmente se asumen despreciable respecto del transporte turbulento.
- S representa a las **fuentes o sumideros**, esto es, la tasa de destrucción o creación de material por unidad de volumen, respectivamente.

En esencia, la ecuación de conservación establece que la variación local de la concentración respecto del tiempo se equilibra con los términos restantes (*Baldocchi et al., 1988*). Claramente este balance no es trivial, y conviene que nos hagamos una idea esquemática del comportamiento del transporte turbulento en la capa límite que da lugar a esta ecuación.

Para una comprensión más intuitiva de la ecuación de conservación podemos fijarnos en la Figura 1.1: se describe el muestreo de la concentración χ en un volumen controlado en tres zonas de un mismo ecosistema: una de vegetación uniforme y de baja

altura (zona 0), otra de vegetación de mayor altura caracterizado por un dosel abrupto (zona 2) y la frontera entre ambas (zona 1). Dado que las superficies de las zonas 0 y 2 presentan uniformidad horizontal el flujo entrante y saliente en la parcela están equilibrados. Por el contrario, en la zona 1, la transición entre dos tipos de vegetación da lugar a una variación brusca de la concentración, que se traduce en la aparición del efecto de la advección horizontal y divergencia del flujo.

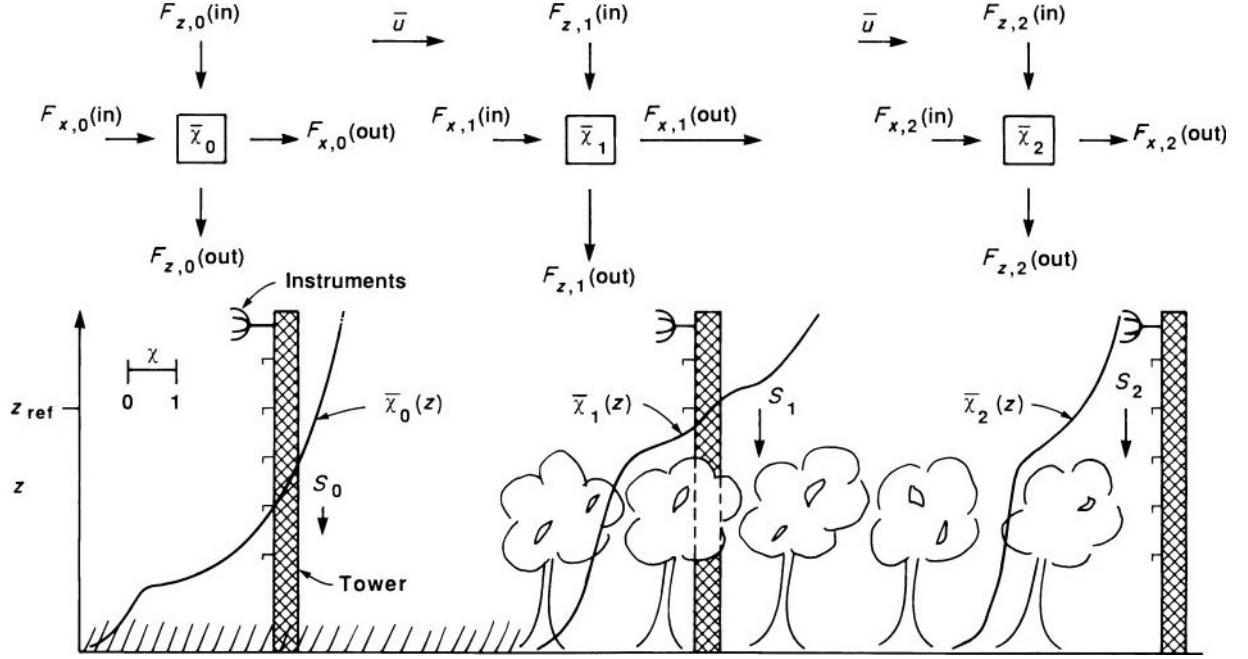


Figura 1.1: Descripción del balance de la razón de mezcla según la ecuación de conservación (*Baldocchi et al., 1988*).

La alta complejidad de la ecuación de conservación motiva la necesidad de simplificar algunos términos, pues según esta relación no es posible encontrar una expresión que nos facilite el cómputo de los flujos turbulentos, con lo que es necesario asumir ciertas condiciones ideales sobre la superficie de medición y el comportamiento del flujo que permitan anular varios de los términos. Las suposiciones generalmente aceptadas son las siguientes:

- 1) **Uniformidad horizontal y de nivel:** se asume que la concentración no varía espacialmente respecto de sus componentes horizontales, es decir, la variación espacial es exclusivamente vertical:

$$\chi(x, y, z) = \chi(z)$$

Como se presupone un campo de medición que corresponde a un mismo ecosistema (no hay variación de la concentración debido a cambios bruscos de vegetación), la advección horizontal es despreciada. Añadiendo que la componente vertical del viento puede suponerse exclusivamente turbulenta ($\bar{w} = 0$) llegamos a que el efecto de la advección queda anulado:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z} = 0$$

De igual forma, al suponer que el terreno de interés presenta un relieve homogéneo, la convergencia o divergencia del flujo horizontales no se tienen en cuenta, de forma que este efecto actuará exclusivamente de forma vertical:

$$\nabla \cdot (\overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'}, \overline{w'\chi'}) = \frac{\partial \overline{u'\chi'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\chi'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\chi'}}{\partial z} = \frac{\partial \overline{w'\chi'}}{\partial z}$$

- 2) Se presupone que el gas no participa en reacciones químicas que actúan como fuentes o sumideros. En otras palabras:

$$S = 0$$

Esta suposición es usual para gases como el CO_2 y el vapor de agua (en el caso de que no haya niebla). No obstante, en otros casos (por ejemplo, el del ozono) no se debe asumir tan a la ligera.

- 3) Aceptaremos la condición de **estado estacionario**: la variación local de la concentración es despreciable, esto es:

$$\frac{\partial \overline{\chi}}{\partial t} = 0$$

Mediante estas consideraciones la expresión de 1.2 queda reducida a que la difusión se equilibra con el término vertical de la divergencia. Aplicando la 1ª ley de Fick (véase A.1) podemos expresar la difusión molecular de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \overline{w'\chi'}}{\partial z} = D = -K_\nu \frac{\partial^2 \overline{\chi}(z)}{\partial z^2}$$

donde K_ν denota el coeficiente de difusión molecular del gas. El papel del flujo difusivo es relevante fundamentalmente a nivel de superficie ($z=0$), pero su efecto es despreciable a alturas superiores dentro de la capa límite, pues el transporte turbulento es el dominante. Por esta razón, si integramos respecto de la altura en la ecuación anterior entre el nivel de superficie y el nivel de medición (donde el flujo por difusión molecular se asume nulo) llegamos a la siguiente expresión del flujo:

$$\overline{w'\chi'} = F = -\nu \frac{\partial \overline{\chi}(0)}{\partial z}$$

A través de presuponer las condiciones ideales hemos llegado a una expresión del flujo cinemático turbulento que depende exclusivamente de su componente vertical. Evidentemente, en muy raras ocasiones tendremos que las características del ecosistema sean idóneas, con lo cual se suelen presuponer errores de medición importantes en el trabajo de campo, pues los términos que hemos considerado despreciables en 1.2 pueden resultar relevantes dependiendo de las características del ecosistema de estudio. Concretamente, el efecto de la advección suele manifestarse cuando la capa límite interna alterna distintas condiciones aerodinámicas (rugosidad) debido a que se están midiendo los flujos en una zona de transición entre dos campos con distinta vegetación, provocando una alteración abrupta en la concentración (como ocurre en la zona 1, Figura 1.1). Es frecuente que las torres de medición de flujos turbulentos se instalen en ecosistemas con suficiente uniformidad de la vegetación en varios kilómetros alrededor de la misma, con lo que puede despreciarse el efecto de la advección. Por otro lado, existen algoritmos que permiten el filtrado de datos que no verifiquen la condición de

estacionareidad estimando la diferencia entre muestras en intervalos de tiempo cortos (véase la Sección 2.1.3).

Respecto al papel que podría jugar la divergencia, normalmente terrenos de orografía compleja y con una inclinación más o menos pronunciada pueden generar efectos de convergencia y divergencia de las líneas de corriente del flujo, con lo que el aporte horizontal de la divergencia no podría ser despreciado (*Finnigann, 1983*). Esto daría lugar a que la suposición de que el flujo tiene un carácter unidimensional (normal a la superficie de medición) no podría ser aceptado como válido para medir el transporte turbulento, pues además es bastante frecuente que el terreno de medición presente irregularidades y cierta pendiente que hagan que esta situación sea muy plausible. Este argumento, que normalmente no suele ser tenido en cuenta, es una de las motivaciones de este trabajo, pues nos preguntamos si efectivamente las mediciones de flujos se están llevando a cabo correctamente aceptando la verticalidad o efectivamente, efectos como la divergencia/convergencia se están manifestando provocando que el flujo tenga una tendencia horizontal a considerar.

Como vemos, asumir un transporte del flujo turbulento vertical es consecuencia de unas hipótesis que fácilmente pueden ponerse en duda por los argumentos que hemos expuesto. Si en este trabajo concluyésemos que las componentes horizontales del flujo (Ecuación 1.1) no son despreciables o incluso son más significativas que el transporte normal a la superficie, intuimos que esto podría deberse bien a que la simplificación descrita a través de las condiciones ideales no es correcta, o bien debido a que la expresión del flujo turbulento dada en 1.1 basada en la descomposición de Reynolds no es del todo fidedigna. Discutiremos estas posibles causas en el Capítulo 3.

1.1.2. Conservación de la energía

Igualmente al caso de la conservación de una cantidad escalar, la ecuación de la conservación de la energía tendrá una expresión análoga, excepto porque en este caso la razón de mezcla es sustituida por la temperatura del aire (T):

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \nabla \cdot (\overline{u'T'}, \overline{v'T'}, \overline{w'T'}) + D + S \quad (1.3)$$

Los términos de variación local, advección, divergencia, difusión molecular y fuentes/sumideros se corresponden con los descritos para la conservación de un escalar (salvo por la propia naturaleza de las fuentes y sumideros, pero igualmente su efecto será despreciado), y las asunciones descritas en el apartado anterior se reproducen igualmente para la conservación del energía. Por lo tanto, razonando análogamente llegamos de nuevo a que la divergencia vertical del flujo de calor se equilibra con la difusión molecular:

$$\frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z} = D = -K_T \frac{\partial^2 \bar{T}(z)}{\partial z^2}$$

En este caso K_T será el coeficiente de difusividad térmica molecular. Integrando de nuevo entre el nivel de superficie y la altura de medición obtenemos nuevamente una expresión puramente vertical del flujo turbulento a nivel de superficie:

$$\overline{w'T'} = F = -K_T \frac{\partial \bar{T}(0)}{\partial z}$$

El cuestionamiento de las suposiciones que nos han permitido simplificar la ecuación termodinámica hasta este punto es análogo a las observaciones descritas respecto a la conservación de un escalar

Observación 1.1. Es más frecuente encontrar la Ecuación 1.3 expresada en función de la temperatura potencial, Θ , que viene dada en función de la temperatura del aire y la presión atmosférica (P) según la relación:

$$\Theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.286}$$

para cierta presión de referencia P_0 (normalmente 1000 hPa). Sin embargo, al considerar las fluctuaciones de la presión poco importantes respecto a las de la temperatura es posible llegar a la Ecuación 1.3 en función de la temperatura del aire, la expresión que hemos tenido en cuenta en este trabajo para el flujo cinemático de calor (véase la Sección 2.1.1).

Metodología, objetivos y regiones de estudio

En este segundo capítulo abordaremos todos los aspectos metodológicos del estudio. El capítulo está fragmentado en 3 partes. La primera corresponde a la descripción de los conceptos fundamentales de la técnica Eddy Covariance: su definición, desarrollo y justificación matemática, la expresión de los flujos turbulentos como una covarianza y las correcciones (filtros) necesarias que se han aplicado para el correcto cálculo de los flujos turbulentos. A continuación se introducen las dos regiones de estudio del trabajo, exponiendo su localización, sus características climáticas, las entidades investigadoras responsables de las instalaciones y la instrumentación micrometeorológica empleada para recabar los datos empleados. Finalmente se describe la manera en la que se ha estimado la dirección del transporte, calculando los ángulos acimutal y cenital que forma el vector de transporte turbulento cinemático respecto a las componentes de la corriente de viento.

2.1. Fundamentos de Eddy Covariance

A lo largo de las últimas décadas, la técnica *Eddy Covariance* (a la cual nos referiremos a partir de ahora como EC) se ha convertido en uno de los métodos más extendidos para estudiar el intercambio de materia y energía entre la atmósfera y la superficie, muestreando los movimientos turbulentos para determinar la diferencia neta de material entre la atmósfera y el ecosistema subyacente ([Baldocchi, 2003](#)). A grandes rasgos, su eficiencia reside en que permite obtener estas mediciones directas de los flujos turbulentos verticales mediante el promedio las líneas de corriente del viento ([Swinbank, 1951](#)), junto a las concentraciones escalares de interés. No obstante, a través de EC se pueden obtener de manera totalmente análoga los flujos horizontales, que si bien normalmente no son tenidos en cuenta por considerarse poco importantes, el objeto de este trabajo es discutir esta asunción estimando si el papel que juega la turbulencia horizontal es relevante o no.

A efectos teóricos, para un instante de tiempo t EC se entiende el flujo cinemático F de una cierta cantidad conservable χ , por ejemplo, la razón de mezcla en el aire de un determinado gas, como el producto de $\chi = \chi(t)$ por la velocidad vertical de viento $w = w(t)$, esto es:

$$F = w\chi$$

Podemos aplicar la descomposición de Reynolds a ambos factores: una variable temporal a puede ser descompuesta como la suma de su valor promedio más sus fluctuaciones en un determinado intervalo de tiempo, esto es, $a = \bar{a} + a'$. Procediendo análogamente en la ecuación anterior llegaremos a que:

$$F = (\bar{w} + w')(\bar{\chi} + \chi') = \bar{w}\bar{\chi} + w'\chi' + \bar{w}\chi' + w'\bar{\chi}$$

A través de esta interpretación del flujo cinemático debemos considerar que lo que nos interesa para estudiar el transporte en la capa límite es el promedio de esta expresión,

pues de un instante a otro de tiempo los flujos muestreados pueden ser muy dispares debido a su carácter turbulento, dando lugar a una aparente incoherencia en los resultados (*Serrano-Ortiz, 2008*). Normalmente este periodo suele ser de 30 minutos. Por lo tanto, tendremos que considerar el promedio aritmético de la expresión anterior:

$$\overline{\overline{w} \overline{\chi}} + \overline{w' \chi'} + \overline{\overline{w} \chi'} + \overline{w' \overline{\chi}}$$

Atendiendo a propiedades elementales de la descomposición de Reynolds, es sencillo comprobar que los dos últimos sumandos de la expresión anterior son nulos, y similarmente se tendrá la igualdad $\overline{\overline{w} \overline{\chi}} = \overline{w} \overline{\chi}$. Por lo tanto la expresión anterior del flujo cinemático se puede escribir como la suma de una parte promedio más una parte turbulenta:

$$\overline{w} \overline{\chi} + \overline{w' \chi'}$$

Es más, desarrollando la expresión de la parte turbulenta llegamos a que ésta coincide con la covarianza muestral entre la velocidad de viento y la razón de mezcla:

$$\overline{w' \chi'} = \sum_{i=1}^n \frac{w'_i \chi'_i}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{(w_i - \overline{w})(\chi_i - \overline{\chi})}{n} = \text{Cov}(w, \chi)$$

Aquí n denota el total de mediciones recogidas en cada periodo de muestreo, que dependerá de la frecuencia del dispositivo de medición. Debido a su sencillez, esta expresión estadística de la turbulencia será clave para su cómputo mediante las mediciones obtenidas a través de EC.

Observemos que al presentar esta metodología nos hemos referido exclusivamente a la turbulencia vertical. No obstante, es evidente que la misma manera de proceder puede trasladarse a las dos componentes horizontales restantes u y v . De esta manera, en lugar de estimar sólo la turbulencia vertical, analizaremos el flujo cinemático turbulento tridimensional:

$$(\overline{u' \chi'}, \overline{v' \chi'}, \overline{w' \chi'}) \quad (2.1)$$

Observación 2.1. La descripción teórica anterior está destinada al cómputo mediante EC de flujos cinemáticos turbulentos para la razón de mezcla de un determinado gas. En este proyecto no nos limitamos al análisis exclusivo de esta clase de flujos, pues trataremos el flujo cinemático de calor, dependiente de la temperatura del aire, y el flujo cinemático de CO₂, que dependerá de su concentración en lugar de su razón de mezcla (estas dos cantidades no se conservan). Sin embargo basta sustituir la razón de mezcla χ por la temperatura de aire (T) o por su concentración en para obtener su expresión mediante EC (véase la siguiente página).

El sistema de medición usual empleado en EC consiste en una torre de medición formada generalmente por un *sensor infrarrojo de camino abierto* y un *anemómetro sónico* tridimensional (en nuestro caso, el modelo concreto de ambos elementos varía dependiendo de cada una de las estaciones analizadas). Además, suele estar provisto de otros dispositivos adicionales, como sensores de radiación neta, temperatura y humedad relativa y un datalogger para procesar las mediciones brutas. Es en la instrumentación donde aparece una de las principales dificultades para aplicar EC, pues se requieren sensores de medición con una respuesta lo suficientemente rápida (frecuencias del orden de 10 a 20 Hz) disponibles para muestrear los remolinos más rápidos (*Meyers y*

Baldocchi, 2005). En la Sección 2.2 se comentan la instrumentación y características de cada uno de los lugares de interés.

Observación 2.2. Durante el desarrollo de este proyecto no ha sido necesario el desempeño de trabajo de campo, pues la información de interés ha sido recavada de la base de datos *European Fluxes Database Cluster* (véase la Sección 2.2) junto a las entidades científicas responsables de cada ecosistema analizado, con lo cual no haremos hincapié en este aspecto en la memoria. Por otro lado, el cómputo de los flujos ha sido implementado por el autor mediante software Rstudio, versión 4.1.0.z. Una vez hecho, fueron necesarias una serie de correcciones propias de la metodología que se indican en los apartados 2.1.2 y 2.2.3.

2.1.1. Expresión de los flujos turbulentos estudiados

A continuación se describen las expresiones de los 3 tipos de flujos analizados en esta memoria mediante la metodología EC descrita, que representarán el transporte por turbulencia de las magnitudes especificadas en cada caso. Las unidades de todas las variables a considerar está según el Sistema Internacional.

- **Flujo cinemático de CO₂ (F_c):** calculado directamente sin alterar la expresión 2.1

$$F_c = (\overline{u'c'}, \overline{v'c'}, \overline{w'c'})$$

siendo en este caso c la fracción molar del CO₂ en el aire seco. Representa el transporte de CO₂, y sus unidades serán $\text{m s}^{-1} \mu\text{mol CO}_2 / \text{mol de aire seco}$.

- **Flujo cinemático de calor (F_h):** se computa mediante la relación 2.1 empleando en este caso la temperatura del aire (T):

$$F_h = (\overline{u'T'}, \overline{v'T'}, \overline{w'T'})$$

Sus unidades serán m K s^{-1} .

- **Flujo cinemático de vapor de agua (F_v):** la expresión del flujo cinemático de vapor de agua considerada en el estudio es la siguiente:

$$F_v = (\overline{u'r'}, \overline{v'r'}, \overline{w'r'})$$

donde r (mmol de H₂O/ mol de aire seco) es la razón de mezcla del vapor de agua en el aire seco. Por lo tanto sus unidades serán $\text{m s}^{-1} \text{mmol de H}_2\text{O} / \text{mol de aire seco}$.

Observación 2.3. Inicialmente el estudio de la direccionalidad del transporte turbulento se diseñó para emplear datos de flujos de calor latente y sensible en lugar de los flujos cinemáticos de calor y vapor de agua, respectivamente. Sin embargo, la ausencia de ciertos parámetros necesarios para obtener estos flujos (por ejemplo, la humedad relativa, necesaria para computar el flujo de calor latente) en una de las regiones de interés impedía calcular estos datos. Ahora bien, atendiendo a las expresiones de los flujos de calor latente (H) y sensible (LE):

- El flujo de calor sensible se expresa a través de EC según la relación:

$$H = \rho c_p (\overline{u'T'}, \overline{v'T'}, \overline{w'T'})$$

siendo ρ (kg m^{-3}) es la densidad del aire, $c_p \sim 1005 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ es el calor específico del aire a presión constante. Representa la transferencia de calor causada por la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire.

- El flujo de calor latente tiene la siguiente expresión:

$$LE = M_a L_v \eta_d (\overline{u'r'}, \overline{v'r'}, \overline{w'r'})$$

donde $M_a \sim 0.018 \text{ kg mol}^{-1}$ es la masa molar del agua, L_v (J kg^{-1}) es el *calor latente de vaporización* del H_2O , η_d es la densidad molar de aire seco. Se trata de un flujo energético que estima el intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera que se produce cuando el agua se evapora o se condensa en superficie.

Claramente H y LE son respectivamente múltiplos de los flujos cinemáticos de calor y de vapor de agua, con lo que, aunque su magnitud sea distinta, conservarán la misma dirección. Es por ello que, para evitar el problema de la ausencia de datos clave para calcular H y LE se decidió emplear los flujos cinemáticos para este estudio. Igualmente, se puede obtener una expresión de densidad de flujo energético para el CO_2 multiplicando la expresión de F_c por la densidad molar del aire (mol de aire/ m^3), pero por uniformidad respecto a las expresiones F_h y F_v decidimos trabajar con la expresión del flujo de CO_2 como covarianza.

2.1.2. Correcciones por rotación

Una condición fundamental para la medición mediante EC de los flujos turbulentos es que las fluctuaciones verticales del viento registradas sean normales a la superficie del ecosistema de interés. Salvo en situaciones idóneas, lo más probable es que el terreno de medición presente ciertas irregularidades o inclinación, de forma que la componente vertical del viento que registrará el anemómetro sónico podría no coincidir con la componente normal a la superficie. Por esto es necesario efectuar a efectos teóricos una *rotación del sistema de coordenadas* del anemómetro, que transforme las componentes registradas de manera que se verifique que el flujo turbulento sea ortogonal a la corriente. (véase la Figura 2.1).

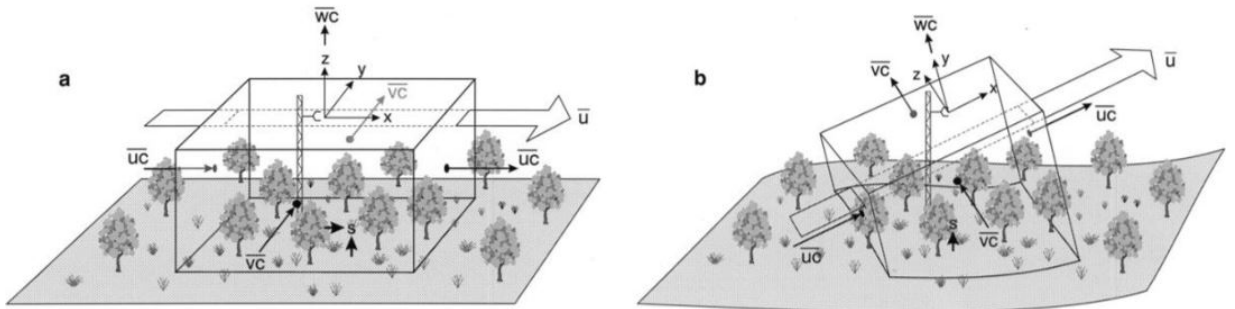


Figura 2.1: Representación de una torre EC en un terreno homogéneo (a) donde el sistema de coordenadas no ha sido rotado y un terreno irregular (b) donde sí se ha ejecutado la rotación *Finnigan et al. (2003)*.

Además de corregir la inclinación de la zona de medición, *Finnigan (2004)* argumenta que esta rotación puede regular posibles inclinaciones del anemómetro sobre terrenos llanos causadas por una mala colocación.

Si bien se han propuesto distintas metodologías para llevar a cabo el proceso de rotación, en este estudio se emplea la propuesta de *McMillen (1988)*, para cada periodo de promedio de medición (en nuestro caso, de media hora): se parte de un sistema de coordenadas inicial determinado por la posición del anemómetro. El elemento clave de este planteamiento consiste en asumir que el viento promedio sea únicamente longitudinal, es decir, se parte de que las componente transversal y vertical de la corriente son exclusivamente turbulentas ($\bar{v} = \bar{w} = 0$). Para conseguir que efectivamente estos términos se anulen, es necesario efectuar dos movimientos determinados por dos ángulos: el primer ángulo η respecto al eje vertical del anemómetro será el formado por la dirección u del anemómetro y la dirección del viento. Este ángulo, que denominaremos acimutal, tendrá la siguiente expresión:

$$\eta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right)$$

Al rotar el sistema de coordenadas según η conseguiremos que el flujo promedio transversal a las líneas de corriente se anule, esto es, $\bar{v} = 0$. En segundo lugar, para anular la componente promedio $\bar{w}$ rotaremos el sistema de coordenadas respecto del nuevo eje transversal a la corriente (previa rotación según η) según el ángulo cenital θ que forma la dirección vertical del anemómetro con la del viento. El ángulo θ tendrá la expresión:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}} \right)$$

Una rotación en el espacio se expresa matricialmente en función de los senos y cosenos del ángulo de giro. Por lo tanto, es necesario obtener estos respectivos valores para η y θ para determinar el nuevo sistema de coordenadas. Puede comprobarse por trigonometría elemental que su expresión viene dada por:

$$\begin{aligned} S_\eta &= \frac{\bar{v}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}} & C_\eta &= \frac{\bar{u}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}} \\ S_\theta &= \frac{\bar{w}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{\frac{1}{2}}} & C_\theta &= \frac{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{\frac{1}{2}}} \end{aligned}$$

Mediante estas expresiones tendremos las siguientes fórmulas que expresan las componentes de nuestro nuevo sistema de coordenadas como transformaciones lineales de las componentes originales, esto es, las no rotadas. Las mismas las estaremos denotando mediante el subíndice u (unrotated). Es sencillo comprobar que efectivamente los términos promedio de las componentes v y w son nulos para este sistema:

$$\begin{aligned} u &= u_u C_\eta C_\theta + v_u S_\eta C_\theta + w_u S_\theta \\ v &= v_u C_\eta - u_u S_\eta \\ w &= w_u C_\theta - u_u C_\eta S_\theta - v_u S_\eta S_\theta \end{aligned}$$

Si bien a través de estas expresiones podríamos calcular los flujos turbulentos según las ecuaciones del apartado anterior, con miras a reducir el coste computacional, empleando propiedades elementales de los promedios de Reynolds (los senos y cosenos

permanecen constantes a lo largo de cada periodo de medición), en *Kowalski et al. (1997)* se establece la expresión de los flujos turbulentos según este nuevo sistema de coordenadas como función lineal de los flujos cinemáticos calculados previamente a través del sistema no rotado:

$$\begin{aligned}\overline{u'c'} &= \overline{u'c'}|_u C_\eta C_\theta + \overline{v'c'}|_u S_\eta C_\theta + \overline{w'c'}|_u S_\theta \\ \overline{v'c'} &= \overline{v'c'}|_u C_\eta - \overline{u'c'}|_u S_\eta \\ \overline{w'c'} &= \overline{w'c'}|_u C_\theta - \overline{u'c'}|_u C_\eta S_\theta - \overline{v'c'}|_u S_\eta S_\theta\end{aligned}$$

Serán estas expresiones de los flujos turbulentos cinemáticos las que tengamos en cuenta en este trabajo.

2.1.3. Filtro por calidad

Es razonable que las muestras de los flujos turbulentos registradas mediante EC estén sujetas a posibles errores de medición, derivados de factores como problemas en los sistemas de medida de las torres de flujo, situaciones meteorológicas anómalas o incluso condiciones del ecosistema que se alejen de las suposiciones ideales, como una superficie de medición irregular. Esta clase de variables motiva el diseño de tests de calidad que permitan identificar si cada dato calculado es lo suficientemente preciso.

Dentro de las pruebas más popularizadas, el test que proponen *Foken y Wichura (1996)* es en el que se fundamenta el que se ha empleado en este trabajo. Esencialmente este test pretende estimar si el valor registrado del flujo es coherente con la condición de estado estacionario, para lo cual se divide inicialmente el periodo de medición de 30 minutos en 6 intervalos de 5 minutos. Para cada uno de estos 6 intervalos se computa la covarianza que define el flujo cinemático y se calcula el promedio de estos 6 valores:

$$\overline{w'\chi'}_{5\min} = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \overline{w'\chi'}_{5\min}^i$$

Este promedio se compara con la covarianza total del periodo de medida ($\overline{w'\chi'}$). Se trata de estimar la diferencia de ambos valores, pues si son muy distintos nos indicaría que la variación local es significativa, o en otras palabras, hay una variabilidad temporal a tener en cuenta que contradeciría la condición de estacionalidad. Concretamente, solo si el parámetro:

$$RN_{Cov} = \left| \frac{\overline{w'\chi'}_{5\min}}{\overline{w'\chi'}} - 1 \right|$$

es inferior al 30 % (< 0.3) se asumirá que el dato registrado en ese periodo es coherente con la condición de estado estacionario.

Otras pruebas basadas en las condiciones de estabilidad de la capa límite han evaluado la calidad de los flujos analizando el desarrollo de las condiciones turbulentas (*Mauder y Foken, 2004*), denominadas test de *características de turbulencia integral* (ITC). No profundizaremos en la explicación de este test, pues no es necesario y requeriría introducir varias nociones sobre la teoría de la similitud de Monin-Obukhov. Combinado los test ITC con el propuesto por *Foken y Wichura (1996)* se han desarrollado indicadores de calidad híbridos, denominados *sistemas de banderas globales*.

En este trabajo concretamente se ha empleado el test híbrido desarrollado a través del software TK2 (*Mauder y Foken, 2004*), que proporciona un indicador numérico de la calidad de la velocidad de fricción (u_*), el flujo cinemático de CO_2 y los flujos de calor latente y sensible. Si bien ha sido modificado según diferentes convenios, el proporcionado por EFDC es el establecido tras el acuerdo de Spoleto según la siguiente leyenda:

Descripción	Indicador
Datos de alta calidad, uso en investigación fundamental	0
Datos de calidad moderada, uso en programas de investigación a largo plazo	1
Datos de baja calidad, necesario eliminar	2

Tabla 2.1: Test de calidad de los flujos turbulentos proporcionado por EFDC.

En este trabajo se filtraron todos los datos de los flujos calculados cuyo respectivo indicador de calidad fuera inferior a 0.

2.2. Descripción de los ecosistemas estudiados

Se han escogido 2 ecosistemas distintos, con el fin de comprobar si el tipo de vegetación y las condiciones climáticas son condicionantes de la horizontalidad de la turbulencia. Las dos regiones analizadas forman parte de la red *European Eddy Fluxes Database Cluster* (a la que nos referiremos por EFDC), una base de datos internacional que registra las mediciones de flujos resultantes de los intercambios entre ecosistemas y atmósfera, con el fin de favorecer la integración y colaboración entre proyectos de investigación de las entidades involucradas. De acuerdo con la clasificación que proporciona el *Programa Internacional de Biosfera-Geosfera* (A.2), los sitios analizados se encuadrarían en los siguientes tipos:

- **Hyytiälä** es un *bosque de coníferas perenne* (ENF): predominio de vegetación leñosa, un porcentaje de cobertura mayor del 60 % del territorio y una altura de la vegetación que supera los 2 metros. Casi todos los árboles permanecen verdes todo el año. El dosel nunca está sin follaje verde.
- **Paracou** es un *bosque frondoso perenne* (EBF): descripción idéntica a la de bosque ENF, salvo que en este caso se matiza que también la mayor parte de los arbustos permanecen verdes todo el año.

A continuación exponemos más precisamente las condiciones climáticas y los sistemas de medición micrometeorológica que presentan los lugares de interés.

2.2.1. Hyytiälä (Finlandia)

La *Estación de Investigación Forestal de Hyytiälä* (61° 50' 51"N, 24° 17' 42"E) ha sido el objeto de interés central de este proyecto, pues el diseño e implementación de los modelos que se presentan se han llevado a cabo mediante los registros de este ecosistema, trasladando esta metodología a la región restante. Si bien la mayor parte de

los bosques adyacentes pertenecen al Estado, debido a su finalidad científica la estación se encuentra gestionada por el Departamento de Ciencias Forestales de la Universidad de Helsinki, mientras que la *Estación de Medición de las Relaciones entre Ecosistemas y Atmósfera* (SMEAR II), situada también en el complejo forestal, está coordinada por el Departamento de Física. Mediante esta última instalación se han recabado los datos experimentales de este trabajo.



Figura 2.2: Estación de Investigación Forestal de Hyytiälä.

Localizado a una altitud de en torno a los 181 metros sobre el nivel del mar, se trata de un bosque boreal homogéneo de coníferas mixtas, concretamente pinos silvestres (*Pinus Sylvestris* L.) que presenta un sotobosque dominado por arbustos enanos (*Calluna vulgaris* L., *Vaccinium vitis-idaea* L. y *V. myrtillus* L.) (Lagergren et al., 2008) entre las que se intercalan una serie de pequeños lagos y humedales. En Siikaneva, a 10 km al suroeste de la estación, se encuentran varios ecosistemas de lodazales protegidos. El suelo está constituido por pilas de sedimentos glaciares (till glacial) arenoso y limoso grueso. La temperatura media anual entre 1961 y 1990 fue de +2,9 °C, y la precipitación media anual fue de 709 mm (Vesala et al., 2001)

El sistema de medición EC se encuentra localizado en una amplia región de pinos silvestres con una altura media de unos 14 metros, homogénea entorno a unos 200 metros a la redonda, que presenta también unas propiedades aerodinámicas uniformes (Mammarella et al., 2007). Instalado en una torre de medición micrometeorológica de aproximadamente 72 metros, el sistema EC se encuentra a 23,3 metros del suelo. Incluye un anemómetro ultrasónico (Solent

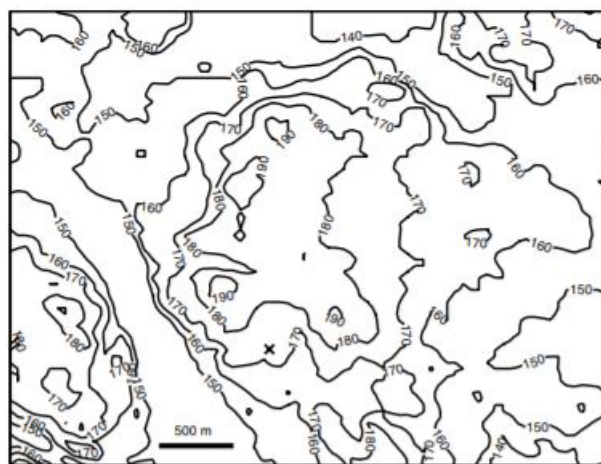


Figura 2.3: Descripción topográfica de la estación SMEAR II. La cruz indica la localización de la torre micrometeorológica (Mammarella et al., 2007).

Research 1012R2) para medir las tres componentes de la velocidad del viento y la temperatura sónica, y las concentraciones de CO₂ y H₂O se registran mediante un analizador LI-6262 (Licor, EE.UU.). Los datos se mostraron a una frecuencia de 20 Hz. Los registros escogidos para el trabajo abarcan el periodo entre 2002 y 2005. No obstante, existen registros mediante esta instrumentación entre 1996 y 2018, pero en esos 2 años se encontró la mayor presencia de datos de buena calidad de los registros.

2.2.2. Paracou (Guayana Francesa)

El bosque tropical de *Paracou* (5° 16' 54" N, 52° 54' 44" W) se encuentra en la Guayana Francesa. La entidad que coordina y supervisa la investigación meteorológica y ambiental de la región es la *Estación de Campo Guyaflux*, una unidad experimental que comenzó su actividad a finales de 2017 y que abarca más de 400 hectáreas de superficie boscosa.



Figura 2.4: Bosque de Paracou, Guayana Francesa (*Bonal y Burban, 2019*).

La estación está situada en la parte más septentrional de la meseta de Guayana, formada por una serie de pequeñas colinas elípticas que se elevan hasta los 10-40 m.s.n.m. Los suelos son mayoritariamente acrisoles pobres en nutrientes. Aparentemente no se ha registrado actividad humana en los últimos 2 siglos, salvo la tala de algunos árboles en 1880 (*Bonal y Burban, 2019*).

La climatología en Paracou está fuertemente condicionada por el movimiento norte/sur de la Zona de Convergencia Intertropical, el cual propicia una gran cantidad de fuertes lluvias en los periodos diciembre-febrero y abril-julio frente a dos periodos secos en los meses de marzo y agosto-noviembre. Estos periodos, sobre todo los secos, están sujetos a un régimen muy cambiante respecto a la severidad y las precipitaciones de un año a otro (*Bonal et al., 2008*). Sin embargo, en los últimos 5 años registra unos valores promedio anuales más o menos estables, con temperaturas del aire de 25,73°C y precipitaciones de 3101 mm. La radiación neta incidente oscila los 191.44 Wm⁻² (*Bonal*

y *Burban, 2019*), y es máxima en marzo y en septiembre.

Respecto a las características del ecosistema, destaca una densidad de la vegetación de 620 árboles por hectárea, una diversidad de la vegetación muy rica (140 especies por hectárea) y una altura media de los árboles de 35 metros, aunque en algunos casos se llega a superar los 40 metros.

El sistema EC de Guyaflux se sitúa en una torre metálica de 55 metros de altura, instalada en el año 2003 en la parte más occidental del bosque. Concretamente ocupa una abertura natural de 100 m², de modo que se minimiza la alteración del dosel superior de las copas de los árboles (*Bonal et al., 2008*).



Figura 2.5: Torre de medición micrometeorológica de la estación Guyaflux (*Bonal y Burban, 2019*).

El sistema EC se localiza en la parte superior de la torre (a unos 20 metros por encima del dosel), que cuenta con un analizador infrarrojo de gases LI-COR (GA-OP-LI-COR LI-7500) y un anemómetro ultrasónico Gill (SA-Gill HS-50).

Los datos EC se muestrearon a una frecuencia de 20 Hz y se descargaron con el software EDDYLOGP. Además, todos los datos meteorológicos se recogieron a intervalos de 1 minuto y se compilaron como promedios de 30 minutos. Los registros de interés para este estudio comprenden el año 2018, habiendo escogido este periodo por la buena calidad de los datos que presentaban.

2.2.3. Filtro de los flujos turbulentos nocturnos

A pesar de la hegemonía de la técnica EC para estudiar los intercambios entre superficie y atmósfera, presenta una serie de inconvenientes sistemáticos que es conveniente tener en cuenta. Uno de los problemas más llamativos es que, en condiciones nocturnas, se ha detectado que el método subestima la magnitud de algunos flujos. Concretamente, una serie de experimentos (periodo de 1984-1996) de medición de covarianzas de intercambios de CO₂ durante la noche mostró que el flujo turbulento era considerablemente sensible a la velocidad de fricción (u_*), lo cual resultó desconcertante, pues no hay evidencia de que el comportamiento del flujo respondiese a esta variable. Desde entonces, estos resultados fueron corroborados por estudios posteriores. En el caso del CO₂, esta subestimación del flujo es particularmente problemática, pues la superficie tiende a actuar como un sumidero CO₂ durante el día y a expulsarlo durante la noche (a través de los procesos de respiración de la vegetación), de forma que el balance diario del carbono se verá alterado (*Aubinet, 2008*). Si se asume una menor emisión de CO₂ durante la noche, puede interpretarse erróneamente

como una sobreestimación del secuestro anual de carbono. Para evitar esta posible situación problemática, en [Aubinet \(2008\)](#) se proponen dos maneras de proceder: aplicar una corrección a los flujos nocturnos o bien eliminarlos del conjunto de datos. Por mera simplicidad, en este trabajo hemos escogido la segunda opción, de manera que trabajamos con los registros de turbulencia exclusivamente diurnos. Como la cantidad de horas de luz es altamente variable a lo largo de cada año, para las 2 regiones se determinó un rango horario en función del mes y la zona de estudio.

El caso más drástico fue el de Hyytiälä, pues debido a su localización este rango de luz solar oscilaba entre las 5 horas en los meses de invierno y llegando a alcanzar casi 20 horas en el verano, como se muestra en la Figura 2.6. El caso de Paracou es mucho más estable en este sentido, pues en el promedio anual es de aproximadamente 12 horas de luz, entre las 6:00 y las 18:00. Por uniformidad, esta elección atañe a los tres flujos turbulentos estudiados, no solo al flujo de CO_2 .

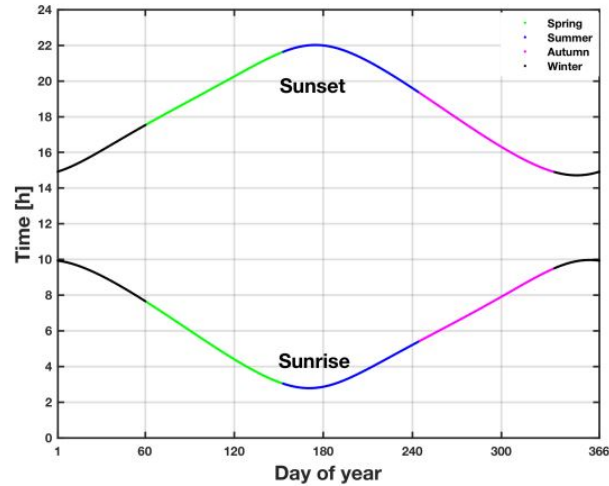


Figura 2.6: Variación de la duración del día en Hyytiälä a lo largo del año. ([Chen et al., 2018](#)). Promedio del periodo 1996 - 2016.

2.3. Método de caracterización de la dirección del transporte turbulento

El objetivo de caracterizar la dirección del flujo turbulento es esencialmente analizar de qué manera se desvía el transporte turbulento respecto de las componentes de la corriente del viento. Para ponderar esta desviación de la trayectoria del flujo, en un principio se decidió analizar qué componente era mayor (en módulo) que las restantes, y clasificar esta componente como dominante. Sin embargo esta manera de discernir resultaba poco rigurosa, pues aunque una componente tuviera una mayor magnitud que las dos restantes, la diferencia podría ser muy pequeña, de manera que se estaba perdiendo mucha información de la dirección del flujo por plantear una casuística tan limitada.

La alternativa que se propuso fue la siguiente: si consideramos el sistema de referencia $\{u \hat{i}, v \hat{j}, w \hat{k}\}$ resultante de la rotación descrita en la Sección 2.1.2, pensando en una representación mediante coordenadas esféricas, la dirección de cualquier vector respecto de esta base está totalmente determinada por dos ángulos: un ángulo cenital (que denominaremos α) que varía entre 0° y 180° y un ángulo azimutal (al que denotaremos por β) que oscila entre 0° y 360° . Considerando el vector del flujo turbulento podemos describir gráficamente estos ángulos como se muestra en la Figura 2.7.

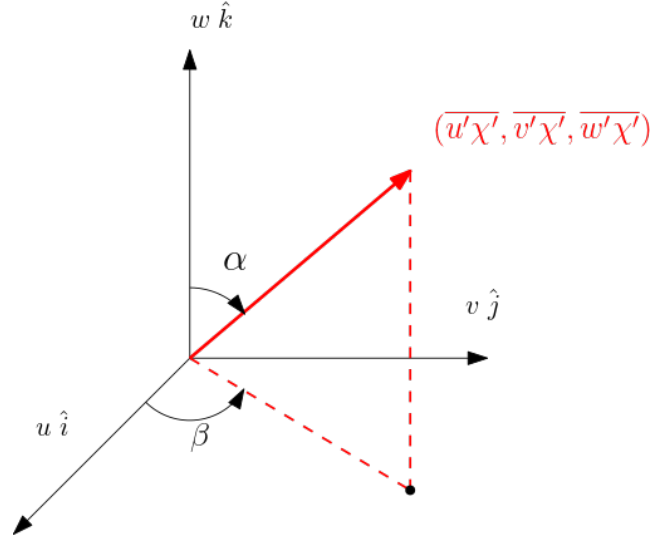


Figura 2.7: Vector de transporte cinemático turbulento respecto del sistema de coordenadas rotadas u , v y w . Recordemos que $u\hat{i}$ describe la dirección de la corriente y $w\hat{k}$ la dirección normal a la superficie.

Más precisamente, α será el ángulo formado por entre la dirección normal a la superficie y el vector de transporte turbulento según el sentido horario. Es sencillo concluir por trigonometría elemental y fijándonos en la Figura 2.7 que su expresión corresponde a:

$$\alpha = \begin{cases} \tan^{-1} \left(\frac{(\overline{u'\chi'^2} + \overline{v'\chi'^2})^{\frac{1}{2}}}{\overline{w'\chi'}} \right) & \text{si } \overline{w'\chi'} > 0 \\ 90 & \text{si } \overline{w'\chi'} = 0 \\ 180 + \tan^{-1} \left(\frac{(\overline{u'\chi'^2} + \overline{v'\chi'^2})^{\frac{1}{2}}}{\overline{w'\chi'}} \right) & \text{si } \overline{w'\chi'} < 0 \end{cases}$$

De manera similar se deduce que β será el ángulo formado entre la corriente de viento y el vector de transporte turbulento horizontal (esto es, $(\overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'}, 0)$), en este caso, siguiendo un sentido antihorario como se muestra en la Figura 2.7. La expresión analítica de β en función de las componentes del flujo vendrá dada por:

$$\beta = \begin{cases} \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v'\chi'}}{\overline{u'\chi'}} \right) & \text{si } \overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'} > 0 \\ 360 + \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v'\chi'}}{\overline{u'\chi'}} \right) & \text{si } \overline{u'\chi'} > 0, \overline{v'\chi'} < 0 \\ 90 \cdot \frac{\overline{v'\chi'}}{|\overline{v'\chi'}|} & \text{si } \overline{u'\chi'} = 0 \\ 180 + \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v'\chi'}}{\overline{u'\chi'}} \right) & \text{si } \overline{u'\chi'} < 0 \end{cases}$$

A partir de estos dos ángulos se han escogido umbrales apropiados que permiten clasificar la dirección del transporte turbulento de forma coherente a la situación espacial que describen. A través de dichos umbrales se contemplan 5 casos posibles:

- Tendencia **longitudinal** a la corriente: el transporte se produce en la dirección del viento.
- Tendencia **transversal** a la corriente (en el plano paralelo a la superficie).
- Tendencia **normal** a la superficie de medición.
- Tendencia **horizontal indeterminada**: la dirección es esencialmente horizontal, pero no tiene una tendencia longitudinal o transversal clara.
- Tendencia **indeterminada**: el transporte turbulento no sigue una trayectoria longitudinal, transversal o normal a la corriente claramente definida.

Además, en los 3 casos en que la tendencia del flujo esté claramente definida por alguna de las componentes rotadas (longitudinal, transversal y normal) diferenciaremos dos casos: **positiva** si sigue el mismo sentido que la componente que define su tendencia y **negativa** si sigue el sentido contrario.

A continuación se describen los umbrales escogidos y la manera de establecer la tendencia del flujo: mediante el valor de α se discierne si el flujo es normal a la corriente, tiene una tendencia horizontal (a priori sin discernir entre longitudinal o transversal) o indeterminada según el siguiente rango de valores (véase la figura 2.8):

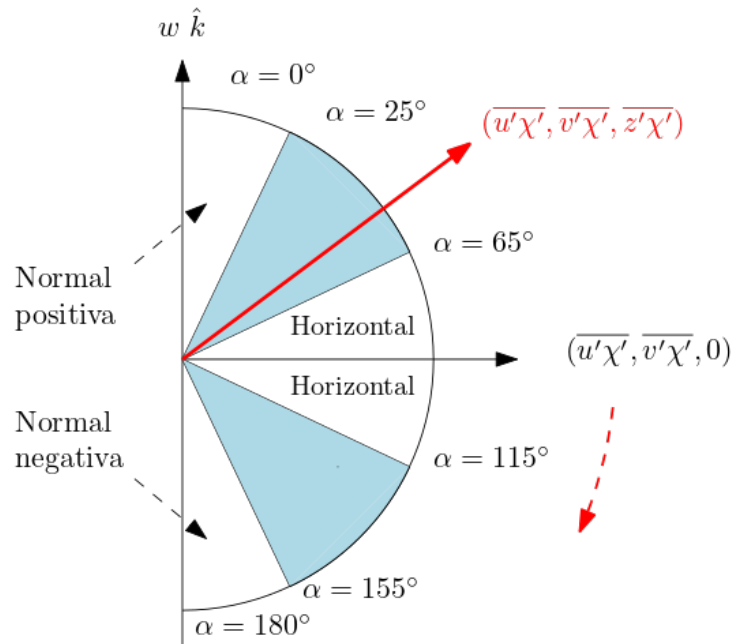


Figura 2.8: El ángulo α entre la componente vertical de la corriente y el vector del flujo turbulento (sentido horario) determinará si la dirección del flujo es normal, horizontal o indeterminada (zonas azules) y su sentido.

- Si $0^\circ \leq \alpha \leq 25^\circ$ establecemos que el flujo tiene una tendencia normal a la corriente en sentido positivo, pues sigue aproximadamente la misma dirección y sentido que el vector $w\hat{k}$. Razonando de igual manera, si $155^\circ \leq \alpha \leq 180^\circ$ la tendencia será normal negativa.
- Si $25^\circ < \alpha < 65^\circ$ o $115^\circ < \alpha < 155^\circ$ se establece que la tendencia será indeterminada, pues no tiene una inclinación suficientemente cercana al eje vertical ni al plano horizontal.
- Si $65^\circ \leq \alpha \leq 115^\circ$, clasificamos la tendencia el flujo como horizontal. Una vez llegados aquí será el valor de β el que nos permita decidir si sigue una tendencia más longitudinal, transversal u horizontal indeterminada.

Observación 2.4. Aunque se definió el ángulo β de forma que oscilara entre 0° y 360° , al observar los resultados obtenidos en el Capítulo 3 llegamos la conclusión de que una visualización más clara de esta variable era más sencilla al trasladar aquellos valores de β que oscilaban entre 180° y 360° al intervalo $[-180,0]$. Por ejemplo, si $\beta = 257^\circ$, consideraríamos su traslación $\hat{\beta} = 257 - 360 = -103^\circ$. A efectos de la dirección y el sentido del flujo este cambio no afecta para nada, pues β y $\hat{\beta} = \beta - 360$ describen la misma trayectoria respecto a la componente longitudinal de la corriente.

En el caso de que $65^\circ \leq \alpha \leq 115^\circ$ y atendiendo a la observación anterior, los siguientes umbrales similares a los descritos para α del valor de β describirán la tendencia horizontal del flujo (véase la Figura 2.9):

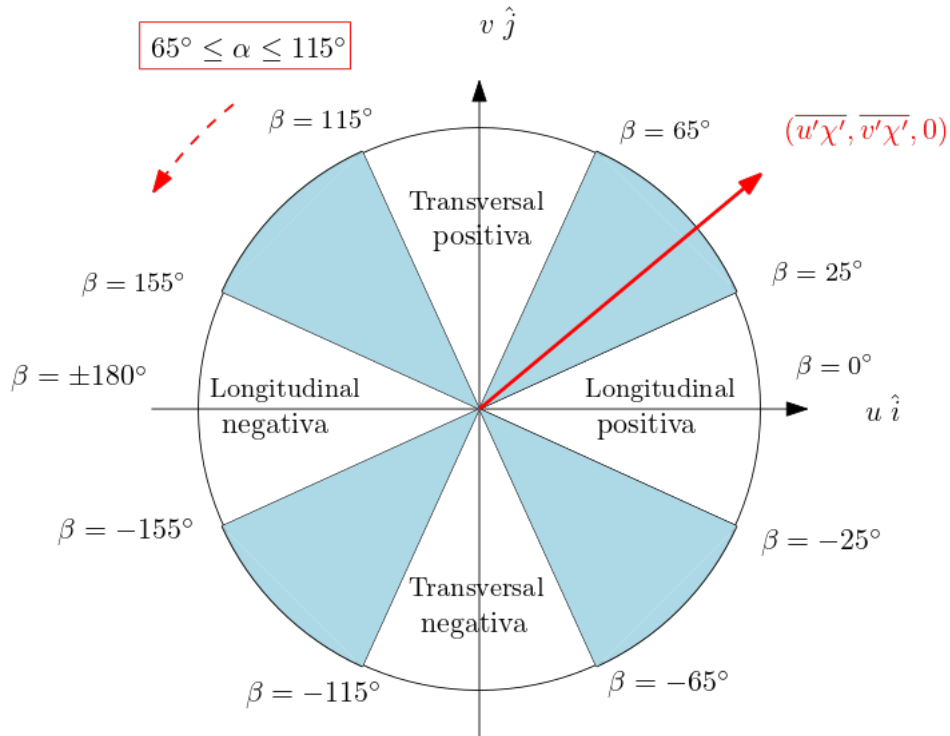


Figura 2.9: Si $65^\circ \leq \alpha \leq 155^\circ$, el ángulo β entre la componente longitudinal de la corriente y el vector del flujo turbulento horizontal $(\overline{u'\chi'}, \overline{v'\chi'}, 0)$ (sentido antihorario) determinará si la dirección del flujo es longitudinal, transversal u horizontal indeterminada (zonas azules) y su sentido.

- Si $155^\circ \leq |\beta| \leq 180^\circ$ se clasifica la tendencia del flujo como longitudinal a la corriente en sentido negativo. Cuando $|\beta| \leq 25^\circ$ establecemos que la tendencia es longitudinal positiva.
- Si $-115^\circ \leq \beta \leq -65^\circ$ la tendencia será transversal negativa respecto de la corriente de viento. En el caso de que $65^\circ \leq \beta \leq 115^\circ$, tendremos una tendencia transversal positiva.
- En cualquier otro caso, la tendencia del flujo será horizontal indeterminada.

La manera en la que se han establecido los umbrales de α y β ha sido escogida para que cada posible tendencia del transporte se traduzca en una pequeña separación de su respectiva componente de la corriente de viento. Se ha decidido que una separación de $\pm 25^\circ$ de cada componente porque es claro que un vector que se encuentre en ese umbral respecto de alguna de las componentes está lo suficientemente “pegado” a ella para asumir que siguen la misma trayectoria (aunque difieran en el sentido). La siguiente tabla resume la casuística que determinan los umbrales descritos:

Ángulo cenital	Ángulo azimutal	Tendencia del flujo
$0^\circ \leq \alpha \leq 25^\circ$	Independiente de β	Normal positiva
$155^\circ \leq \alpha \leq 180^\circ$	Independiente de β	Normal negativa
$25^\circ < \alpha < 65^\circ$ o bien $115^\circ < \alpha < 155^\circ$	Independiente de β	Indeterminada
$65^\circ \leq \alpha \leq 115^\circ$	$ \beta \leq 25^\circ$	Longitudinal positiva
	$155^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$	Longitudinal negativa
	$65^\circ \leq \beta \leq 155^\circ$	Transversal positiva
	$-115^\circ \leq \beta \leq -65^\circ$	Transversal negativa
	$115^\circ < \beta < 155^\circ$ o bien $25^\circ < \beta < 65^\circ$	Horizontal indeterminada

Tabla 2.2: Resumen de nuestra propuesta de las posibles tendencias del transporte turbulento respecto de los valores de α y β .

2.3.1. Filtro por módulo

Una última corrección fue efectuada sobre los datos de los flujos turbulentos calculados. Si el módulo del vector de flujo es muy pequeño, esto se traducirá en que la cantidad de materia o energía que se está transportando a través de la turbulencia es despreciable, por lo que la dirección de su trayectoria no resulta relevante. Es por ello que se decidió eliminar aquellos registros de los flujos que no superaran cierta magnitud, pues la información que proporcionarían para este estudio podría ser dudosa al no estar describiendo un transporte realmente relevante. Puesto que estamos trabajando con flujos de distinta naturaleza, en función de los registros se establecieron las siguientes cotas inferiores para el módulo, que permitieron eliminar las covarianzas calculadas:

Flujo	Módulo mínimo (Hyytiälä)	Módulo mínimo (Paracou)
F_c	$0.0138 \text{ m s}^{-1} \mu\text{mol CO}_2 / \text{mol de aire seco}$	$0.0505 \text{ m s}^{-1} \mu\text{mol CO}_2 / \text{mol de aire seco}$
F_h	$0.0121 \text{ m K s}^{-1}$	$0.0163 \text{ m K s}^{-1}$
F_v	$0.003 \text{ m s}^{-1} \text{ mmol de H}_2\text{O} / \text{mol de aire seco}$	$0.0058 \text{ m s}^{-1} \text{ mmol de H}_2\text{O} / \text{mol de aire seco}$

Dichos valores umbrales se obtienen como el 5° centil del módulo de las covarianzas brutas anuales (en el caso de Hyytiälä se promediaron los 4 valores correspondientes). Esta corrección se aplicó tras el filtro por calidad descrito en la Sección 2.1.3.

Los filtros descritos en las Secciones 2.1.3, 2.2.3 y 2.3.1 desecharon entorno al 60 % de los valores brutos registrados en Hyytiälä y cerca del 70 % de las series en Paracou.

Observación 2.5. Como las unidades de los flujos cinemáticos son poco ilustrativas, en el Anexo A.3 se incluye una tabla análoga a la anterior con los correspondientes módulos mínimos en unidades de densidad de flujo (flujos energéticos y el flujo de CO_2 expresado en $\mu\text{mol CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$), habiendo supuesto ciertos valores aproximados que permitan hacernos una idea de estos umbrales en unidades más manejables.

Resultados y discusión

El objeto central de este capítulo es una clasificación de las mediciones de los flujos turbulentos de acuerdo al procedimiento propuesto en la Sección 2.3, describiendo las frecuencias de cada tendencia de los 3 flujos en Hyytiälä y Paracou. Los resultados que hemos obtenido difieren considerablemente del comportamiento que se esperaría basándose el marco teórico micrometeorológico, de forma que se discuten posibles explicaciones, aportando algunas vías que pensamos que podrían ser una manera de esclarecer estas conclusiones anómalas.

3.1. Flujo cinemático de CO₂

Comenzamos aportando la clasificación de eventos resultante para el flujo cinemático de CO₂. Se muestran simultáneamente los casos de Hyytiälä (2002-2005) y Paracou (2018) en la Figura 3.1:

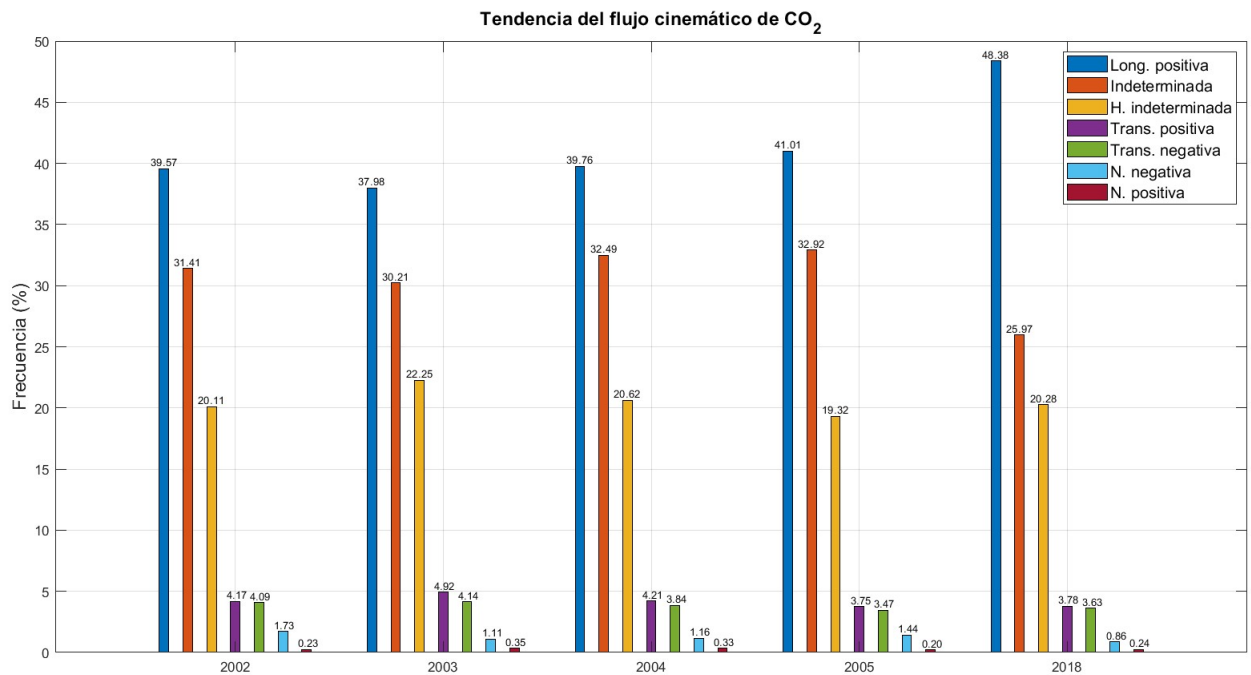


Figura 3.1: Tendencia del flujo turbulento cinemático de CO₂ en Hyytiälä (2002-2005) y Paracou (2018): frecuencias observadas de cada posible evento. El caso longitudinal negativo no se incluye al no encontrarse eventos clasificados en esta categoría.

Los resultados de Hyytiälä muestran que los flujos con tendencia longitudinal a la corriente son los más frecuentes, con un porcentaje que oscila entre el 37 % y el 41 % de las observaciones. Si bien existe aproximadamente un 31 % de casos indeterminados, las tendencias de carácter horizontal constituyen conjuntamente entorno al 67 % de las observaciones en los 4 registros observados, siendo el transporte longitudinal a la corriente el más importante. Los flujos transversales (positivos y negativos) no alcanzan el 9 % de las observaciones, y el aporte de los flujos normales es aún más insignificante. Detectamos un comportamiento análogo en el registro de 2018 en Paracou, si bien los casos longitudinales son algo más abundantes en detrimento de los flujos indeterminados, y observando proporciones similares en el resto de posibles eventos.

Destacamos dos aspectos bastante llamativos de estos resultados. En primer lugar, fijándonos en la tendencia longitudinal, resulta sorprendente que la totalidad de los flujos longitudinales siguen el mismo sentido que la corriente, pues no se registró ningún flujo de CO_2 que siguiese una tendencia longitudinal negativa; por otro lado, resulta bastante desconcertante que los flujos normales no superen en ningún caso el 2 % de los eventos, pues la investigación micrometeorológica apuntaría a que el transporte por turbulencia de CO_2 durante el día tendría una trayectoria normal hacia la superficie por efecto de la fotosíntesis. Este comportamiento nos empuja a examinar los valores obtenidos de los ángulos cenital y azimutal.

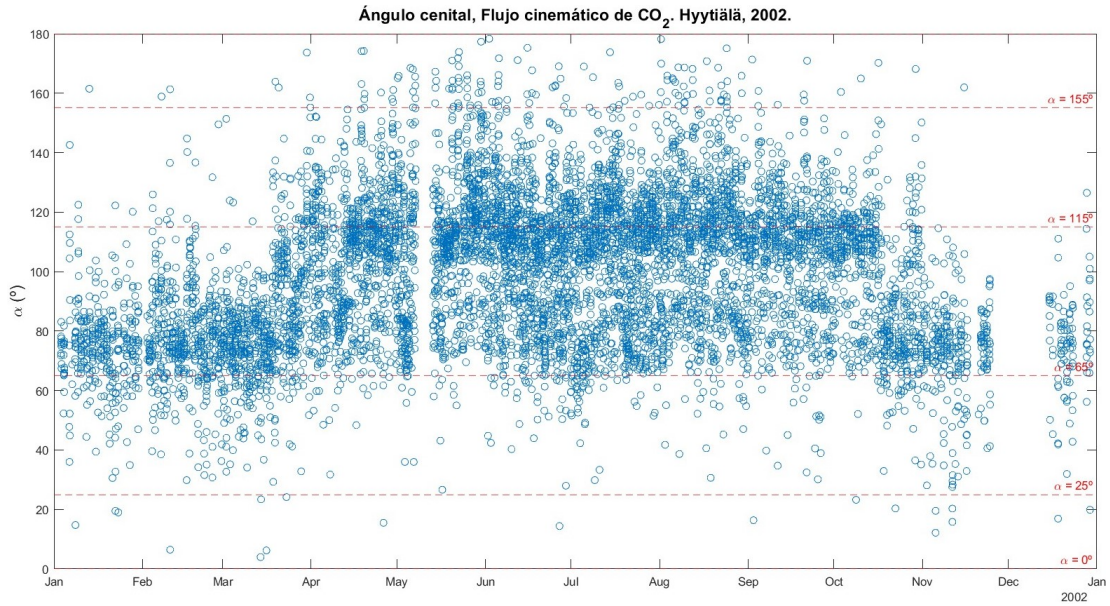


Figura 3.2: Ejemplo del valor del ángulo cenital (α) para los flujos cinemáticos de CO_2 en Hyytiälä, año 2002.

Como vemos en la Figura 3.2, tenemos que el grueso de las series en el año 2002 en Hyytiälä se concentra en dos franjas: la principal entre 65° y 95° , lo cual describe un transporte turbulento localizado prácticamente en su totalidad en el plano paralelo a la superficie, teniéndose en segundo lugar una concentración considerable de valores entre los 100° y los 135° , correspondiente a flujos de tendencia indeterminada. Recordemos que el valor esperado para este ángulo es de aproximadamente $\alpha \simeq 180^\circ$, y sin embargo los flujos normales a la superficie (α inferior a 25° o superior a 155°) son observaciones

puntuales, casos esporádicos aislados. Más llamativo aún resultan los valores obtenidos para el ángulo cenital durante el mismo periodo en el la Figura 3.3, que definen las posibles tendencias horizontales:

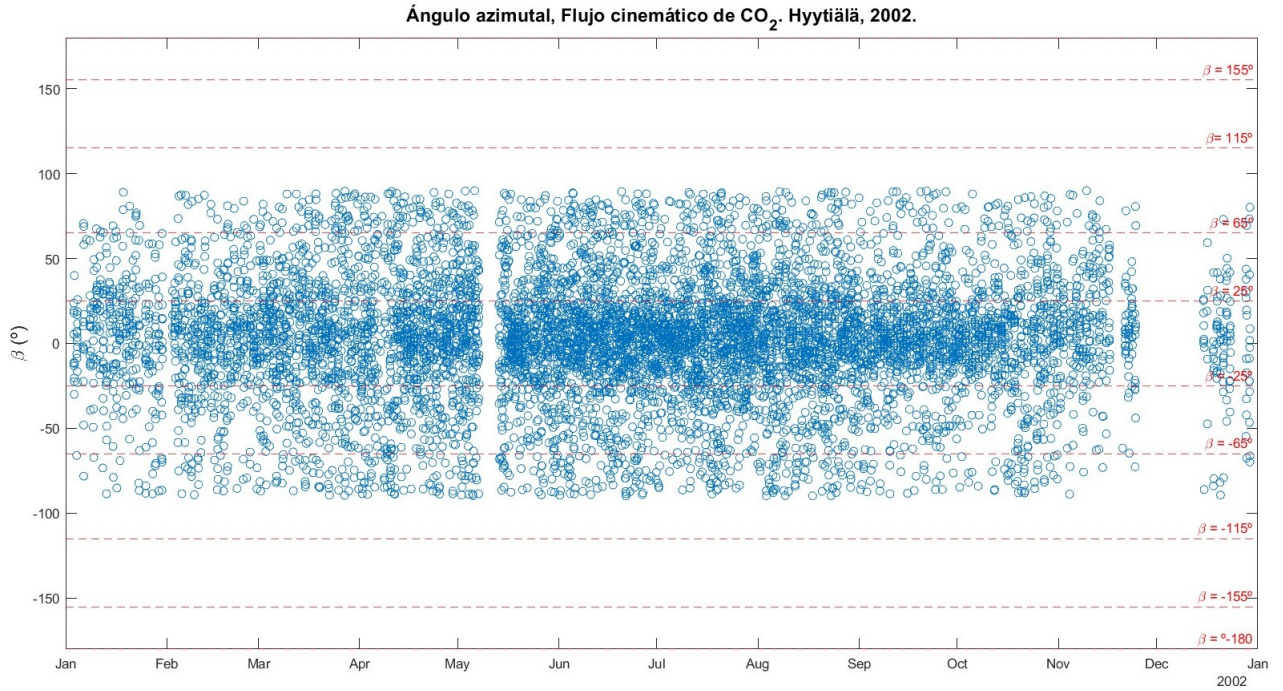


Figura 3.3: Ejemplo del valor del ángulo azimutal (β) para los flujos cinemáticos de CO_2 en Hyytiälä, año 2002.

Teóricamente el ángulo β está definido de manera que su dominio esté entre $\pm 180^\circ$, pero los resultados obtenidos nos indican que el ángulo azimutal se encuentra estrictamente contenido entre $\pm 90^\circ$ respecto a la corriente del viento. Concretamente, estos valores nos indican que los flujos que han sido clasificados como longitudinales siguen el mismo sentido que la corriente, pues la única franja longitudinal que coincide con este intervalo es la de $\pm 25^\circ$. Esto explica la ausencia de flujos longitudinales con sentido negativo.

Aunque por simplicidad hemos mostrado exclusivamente los ángulos α y β del año 2002 para Hyytiälä, se detectó una evolución análoga para los años restantes, e igualmente pasó con el año 2018 en Paracou.

3.2. Flujo cinemático de vapor de agua

Continuamos con las tendencias del flujo de vapor de agua. Como vemos en la Figura 3.4, la clasificación resultante con las observaciones de las correspondientes mediciones revelan un comportamiento muy parecido a la tendencia del flujo de CO_2 , estando en este caso la tendencia longitudinal aún más acentuada. Volvemos a encontrar que los flujos normales a la corriente son prácticamente despreciables en ambos sentidos, si bien teóricamente deberían tener una tendencia normal en sentido opuesto a la superficie (aproximadamente $\alpha \simeq 0^\circ$) como consecuencia de la transpiración de la vegetación.

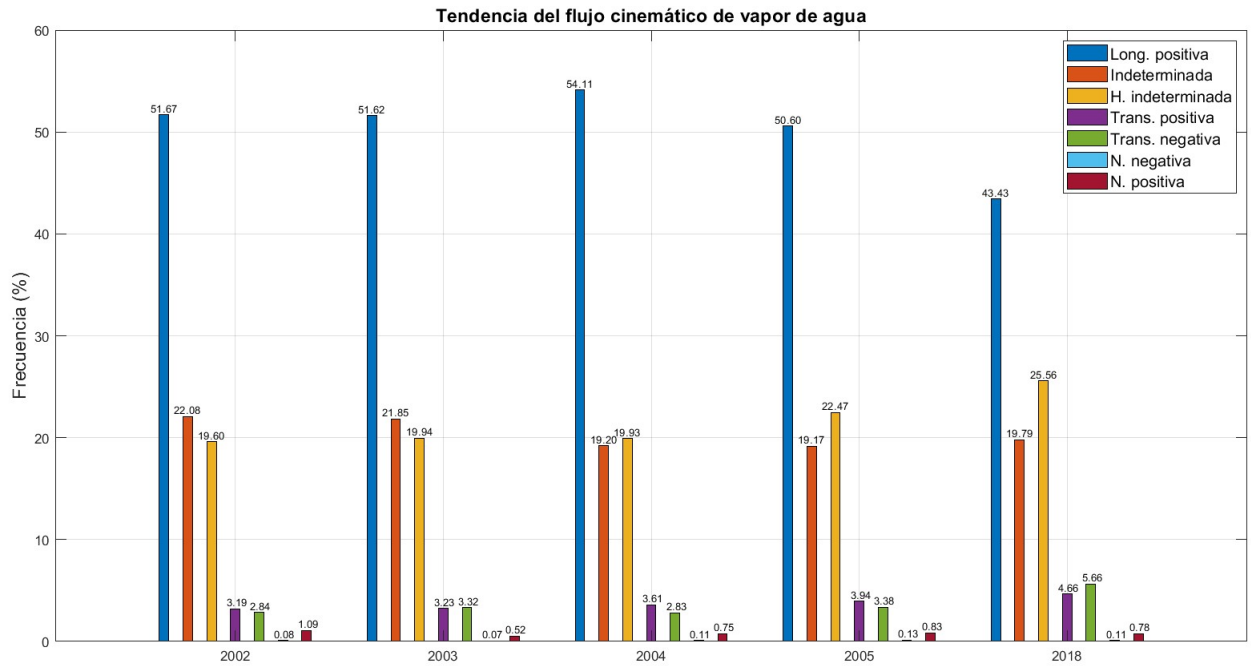


Figura 3.4: Tendencia del flujo turbulento cinemático de H_2O en Hyytiälä (2002-2005) y Paracou (2018): frecuencias observadas de cada posible evento. El caso longitudinal negativo no se incluye al no encontrarse eventos clasificados en esta categoría.

Esto se vuelve a ver reflejado en la variación del ángulo cenital del flujo (Figura 3.5), además de encontrar que el porcentaje de flujos con tendencia indeterminada ha disminuido respecto al flujo de carbono hasta alrededor del 20 %. Esto conlleva a que las 5 opciones de flujos de tendencia horizontal aún en casi el 80 % de los eventos.

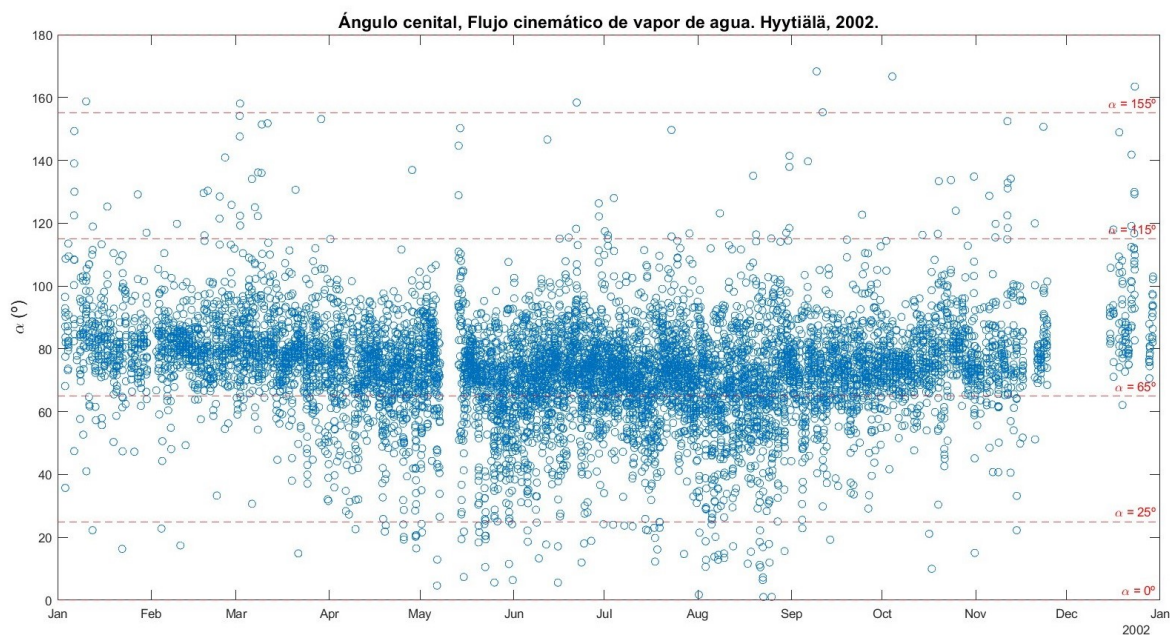


Figura 3.5: Ejemplo del valor del ángulo cenital (α) para los flujos cinemáticos de H_2O en Hyytiälä, año 2002.

Enfoquémonos en las direcciones horizontales. En Hyytiälä encontramos que un 50 % de los flujos corresponden a una dirección longitudinal en el mismo sentido que la corriente (nunca en sentido opuesto), lo que se ve reflejado en la Figura 3.6, encontrando que β vuelve a oscilar estrictamente en el rango de $\pm 90^\circ$. A una distancia considerable los flujos con tendencia horizontal indeterminada en Hyytiälä constituyen en torno al 20 % de la totalidad, rivalizando la 2ª posición con los flujos de dirección indeterminada.

En Paracou advertimos una distribución de las observaciones muy similar, salvo por un leve descenso en los casos longitudinales en beneficio de los horizontales indeterminados. Aunque algo más numerosos que para el CO_2 , los flujos transversales a la corriente no superan en ninguno de los periodos el 11 % de todos los registros.

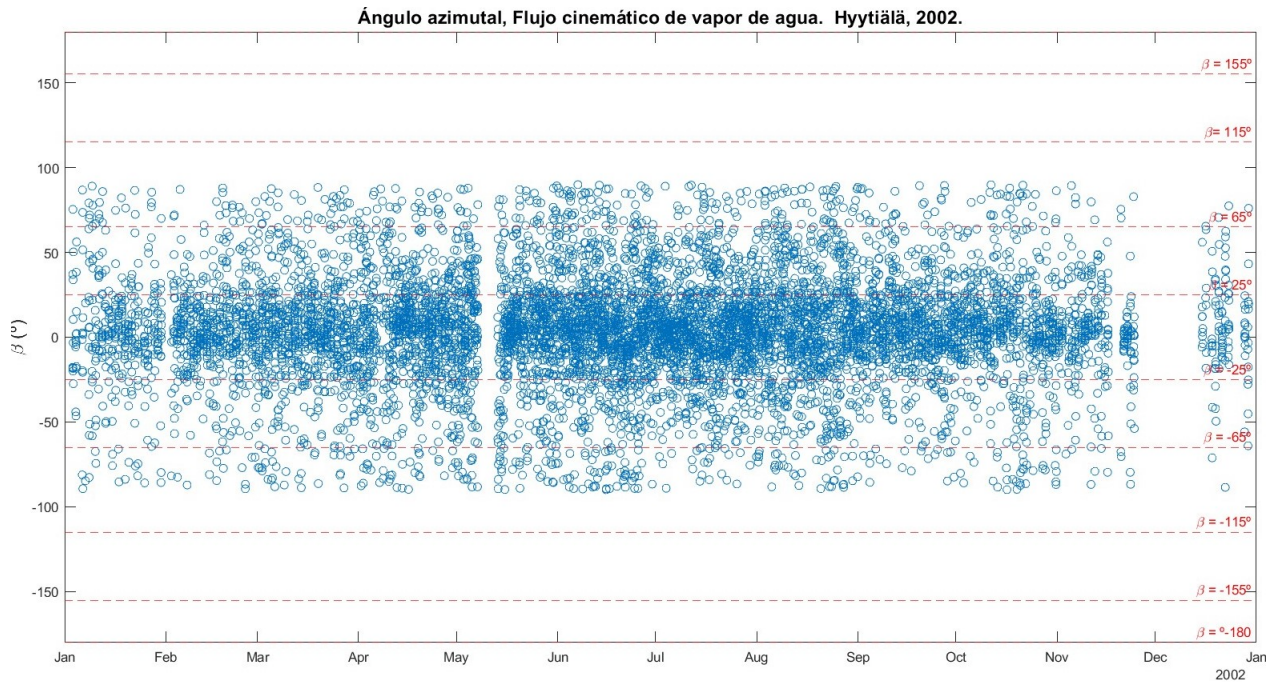


Figura 3.6: Ejemplo del valor del ángulo azimutal (β) para los flujos cinemáticos de H_2O en Hyytiälä, año 2002.

Aunque incluimos a modo de ejemplo solamente los resultados en Hyytiälä del año 2002, volvemos a aclarar que se identificó la misma evolución en los casos restantes.

A través del análisis direccional del flujo cinemático de vapor de agua advertimos un comportamiento análogo al que comprobamos con el flujo de CO_2 , determinado por la dirección y sentido del viento. Esta similitud es desconcertante, pues no solo está ampliamente aceptado que el transporte de estos gases es normal a la superficie, además por efecto de la fotosíntesis y la transpiración (respectivamente) se produciría en sentidos opuestos.

3.3. Flujo cinemático de calor

Finalmente analizamos la distribución de la casuística para el flujo cinemático de calor en la Figura 3.7:

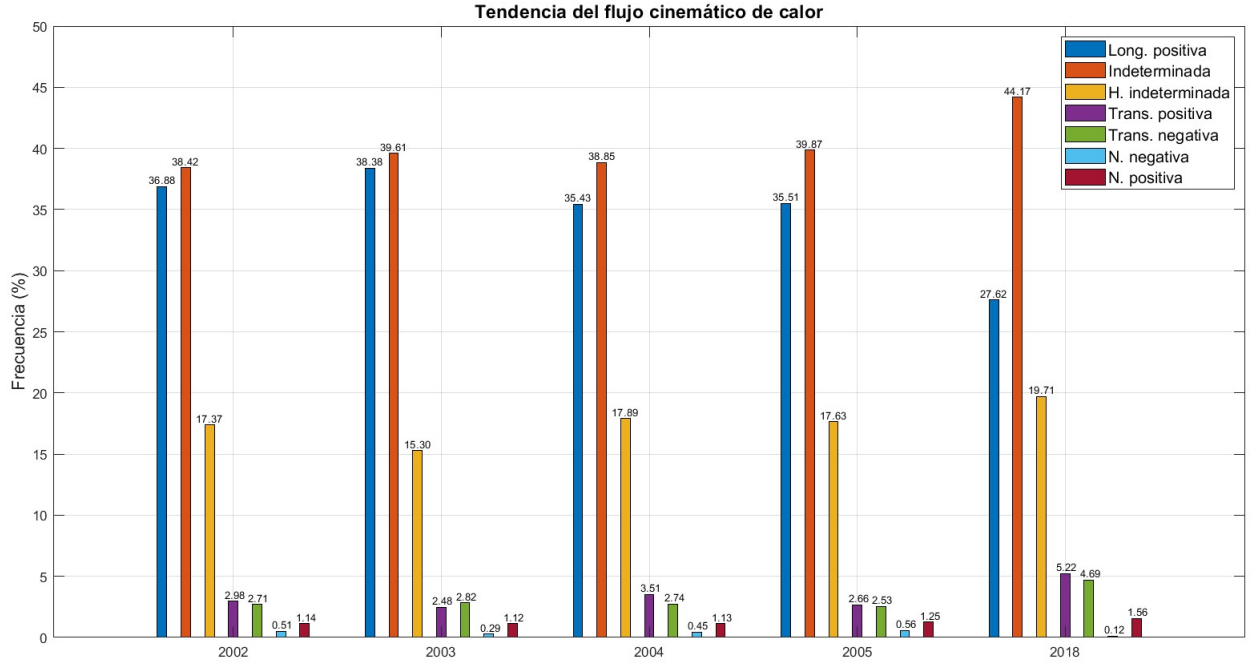


Figura 3.7: Tendencia del flujo turbulento cinemático de calor en Hyytiälä (2002-2005) y Paracou (2018): frecuencias observadas de cada posible evento. El caso longitudinal negativo no se incluye al no encontrarse eventos clasificados en esta categoría.

La clasificación de la tendencia de los flujos cinemáticos de calor es la que más incertidumbre presenta, pues el predominio de la tendencia longitudinal que habíamos encontrado para el CO_2 y el vapor de agua queda relegado al segundo puesto por detrás de los casos de dirección no determinada. Si bien en Hyytiälä las frecuencias de ambas tendencias son similares y oscilan el 40 % de los flujos clasificados, en el caso de Paracou la diferencia es mucho más abrupta, pues distan un 16 % de los casos.

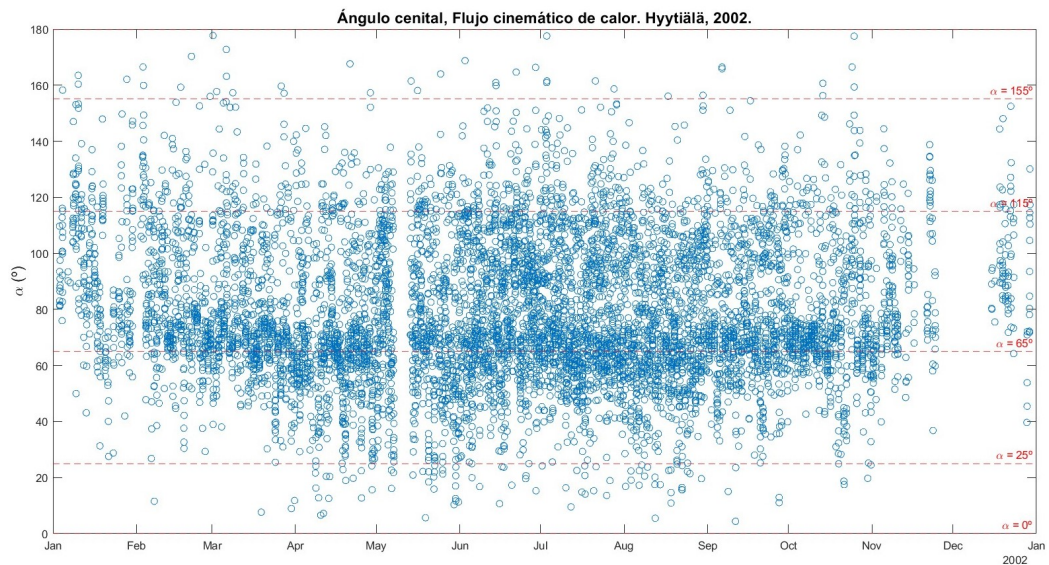


Figura 3.8: Ejemplo del valor del ángulo cenital (α) para los flujos cinemáticos de calor en Hyytiälä, año 2002.

Una variación en el umbral del ángulo cenital (Figura 3.8) entre el vector de flujo y la componente vertical del viento en beneficio de la tendencia normal podría equilibrar considerablemente la diferencia de frecuencias entre flujos longitudinales y normales a la corriente. A pesar de esto, si se decidiese cambiar el umbral de esta forma, los flujos horizontales siguen constituyendo un porcentaje de superior al 50 % de las observaciones, con lo que el transporte por turbulencia en el plano horizontal sigue siendo más habitual que en dirección normal a la superficie de medición para el flujo cinemático de calor.

Los flujos transversales, normales y horizontales indeterminados siguen conservando proporciones análogas a las que se obtuvieron para los flujos cinemáticos de CO_2 y vapor de agua, siendo de nuevo el transporte normal despreciable (menos del 2 % de las observaciones). Encontramos igualmente la ausencia de casos longitudinales en sentido contrario a la corriente de viento. Estas consideraciones se advierten en la variación del ángulo azimutal (Figura 3.9).

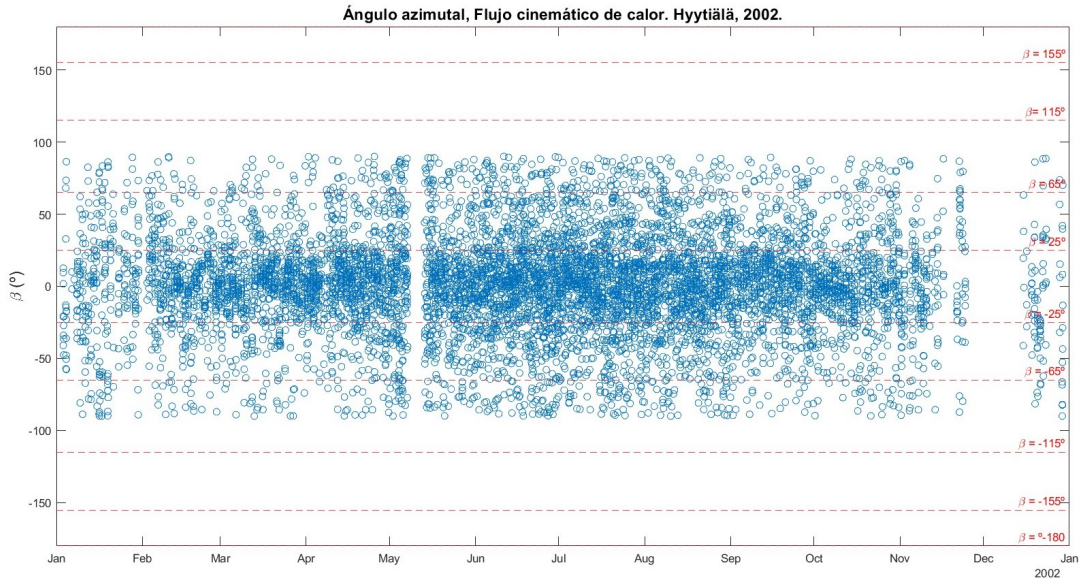


Figura 3.9: Ejemplo del valor del ángulo azimutal (β) para los flujos cinemáticos de calor en Hyytiälä, año 2002.

Las clasificaciones de la dirección del transporte turbulento que hemos obtenido apuntan en mayor o menor medida a que los flujos calculados mediante Eddy Covariance están siguiendo fundamentalmente la dirección determinada por la corriente de viento, y es en muy raras ocasiones siguen una trayectoria normal a la superficie. Además, analizando las propiedades de la distribución de α y β hemos advertido una notable conexión con el módulo del flujo turbulento, es decir, la cantidad de materia o energía que se está transportando. Para ello, inicialmente observamos en la Figura 3.10, en la que se enfrentan el módulo del flujo y el ángulo cenital. Esencialmente α está determinando una tendencia normal a la superficie para flujos cuyo módulo es muy pequeño, mientras que a medida que la cantidad de vapor de agua transportada aumenta la dirección del flujo tiende a estabilizarse paralelamente a la superficie ($50^\circ \leq \alpha \leq 100^\circ$).

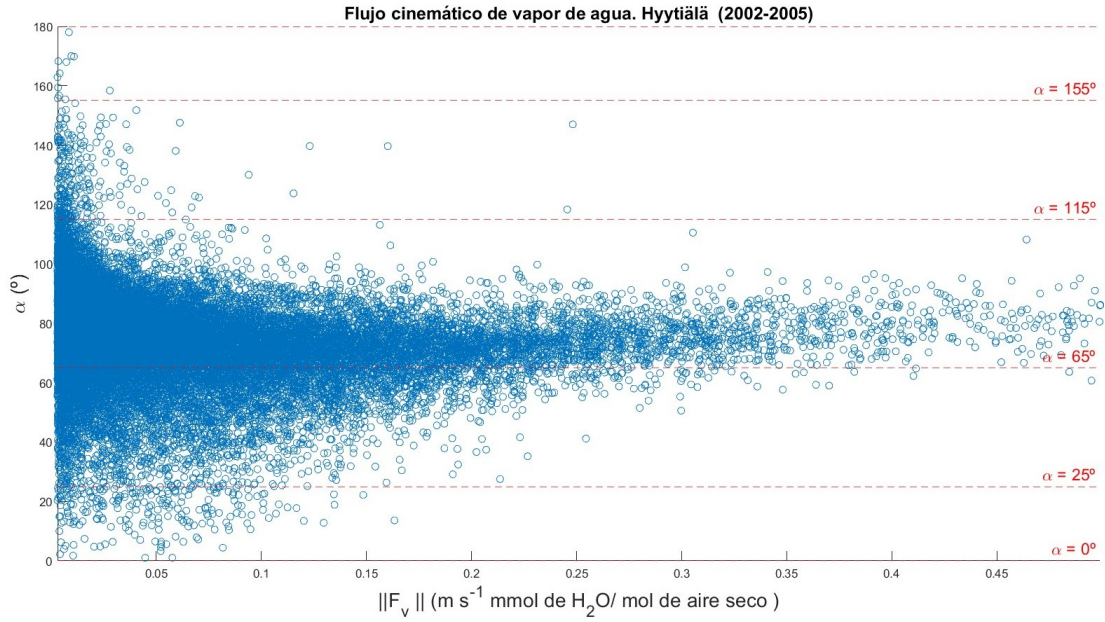


Figura 3.10: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo de vapor de agua (Hyytiälä, 2002-2005).

Ocurre un fenómeno similar aunque bastante menos pronunciado con los flujos horizontales, lo que podemos comprobar con la variación respectiva de β durante el mismo periodo (Figura A.10). Si bien encontramos una dispersión de las observaciones mucho más acentuada para valores superiores a los $0.3 \text{ m s}^{-1} \text{ mmol de H}_2\text{O/mol de aire seco}$, encontramos que la trayectoria del flujo tiende a tomar la dirección y sentido de la corriente a medida que el transporte de vapor de agua es mayor.

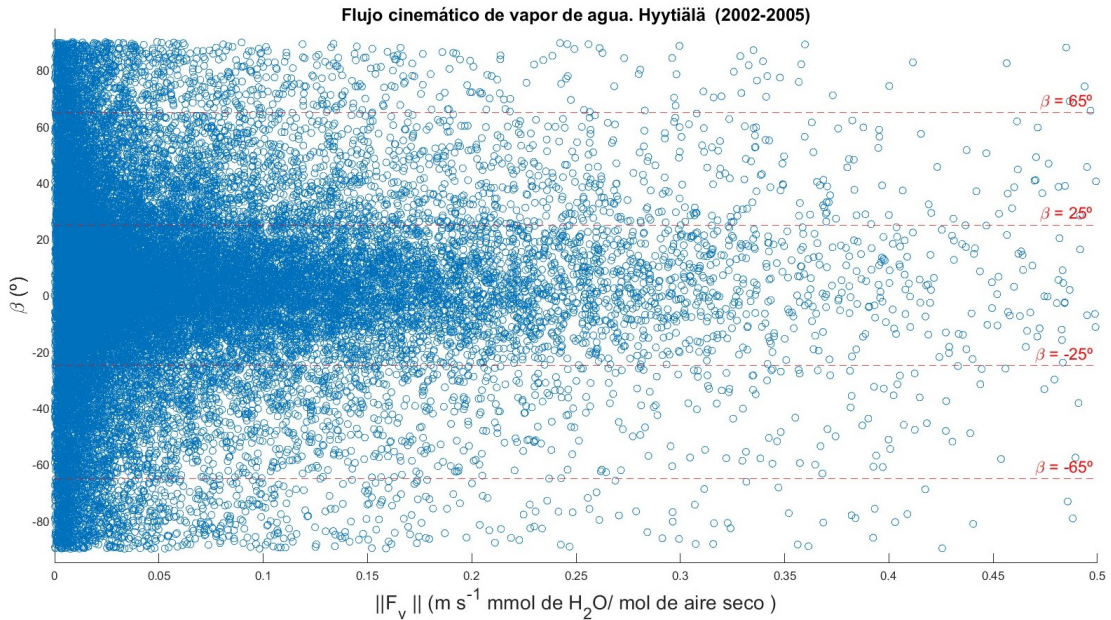


Figura 3.11: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo de vapor de agua (Hyytiälä, 2002-2005).

Observación 3.1. En Hyytiälä la variación de α respecto al módulo de los flujos de calor y CO_2 resultó ser similar aunque no tan bien definida, mientras que el ángulo β mostró

un comportamiento análogo, permitiendo deducir lo expuesto para el flujo de vapor de agua. Respecto a Paracou (2018) los valores encontrados no muestran claramente esta tendencia, pero lo achacamos a la diferencia en cantidad (4 años y 1 año) y calidad de los datos. Pueden encontrarse estas gráficas en el Anexo A.4.

Nuestros resultados no solo nos indican que en la mayoría de los casos el flujo turbulento transcurre a favor de la corriente en lugar de seguir una trayectoria normal a la superficie, además revelan que ese transporte vertical esporádico aparece para valores del flujo prácticamente despreciables. Esto está contradiciendo los pilares básicos que sustentan el cálculo de flujos turbulentos a través de Eddy Covariance, lo que nos hace cuestionarnos el marco teórico micrometeorológico expuesto en el Capítulo 1 (considérese la siguiente exposición para la concentración χ de vapor de agua y CO_2 análoga para la temperatura del aire (T) correspondiente al flujo cinemático de calor):

- En primer lugar, las trayectorias obtenidas para los flujos turbulentos apuntan a que la concentración no varía exclusivamente con la altura. En todo caso, las direcciones del flujo resultantes indican que la variación es esencialmente a favor de la corriente:

$$\chi(x, y, z) \neq \chi(z) \longrightarrow \chi(x, y, z) = \chi(x) \quad (3.1)$$

En Eddy Covariance se atribuye el transporte turbulento a un gradiente desde zonas de alta concentración hacia zonas de baja concentración. Si nuestros resultados estuvieran describiendo fielmente esta transferencia nos estarían indicando que dicho gradiente no es vertical, sino horizontal siguiendo la corriente de viento, lo cual se traduciría en un efecto significativo de la advección en sentido longitudinal, alterando la Ecuación 1.2 al tenerse que:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial x} \gg \overline{w' \chi'} \quad (3.2)$$

Pero, ¿por qué la dirección de la corriente sería un condicionante de la existencia de un gradiente horizontal? Recordemos que no estamos considerando un sistema de referencia fijo, estamos analizando la trayectoria de flujo intrínsecamente respecto a la corriente rotando según cambia su dirección. Al considerar las alteraciones resultantes en las Ecuaciones 3.1 y 3.2 aceptaríamos que según varía la corriente tras un periodo de medición de 30 minutos cambiará la dirección en la que se produce el cambio en la concentración, lo cual no parece muy razonable. Además nos vemos respaldados para no aceptar esta propuesta al tener en cuenta que, según lo descrito en la Sección 2.2, las condiciones propias de las superficies de medición garantizan la unifomidad horizontal y de nivel, por lo que no se debería percibir el efecto de la advección o divergencia/convergencia horizontal del flujo.

- El filtro por calidad ofrecido por EFDC expuesto en la Sección 2.1.3 está basado en comprobar estadísticamente si la covarianza calculada verifica la condición de estado estacionario, de forma que podemos aceptarla como cierta:

$$\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t} = 0$$

- Por último, por lo expuesto en el Capítulo 1, al suponer que el vapor de agua y el CO_2 no son un reactivo químico, descartamos el papel de las fuentes y sumideros ($S = 0$ igualmente).

Llegados a este punto, hemos encontrado resultados contradictorios con el planteamiento de Eddy Covariance y cuestionar la incorrecta suposición de las condiciones ideales no nos devuelve una explicación del todo convincente. Ahora bien, ¿y si el problema no residiese en las condiciones ideales asumidas, sino en la propia definición de los flujos? La expresión del flujo cinemático turbulento como una covarianza se deriva de asumir la descomposición de Reynolds, esto es, las fluctuaciones de una variable atmosférica se obtienen sustrayendo su promedio de ésta, con lo que otra posibilidad es que si esta definición del promedio es poco precisa se sesgarán considerablemente los valores resultantes de las fluctuaciones, y por lo tanto también de los flujos turbulentos.

Precisamente este planteamiento se describe en [Kowalski \(2012\)](#), defendiendo que el uso del promedio aritmético ha acarreado una tendencia de imprecisión en el cálculo de flujos turbulentos, atribuyendo esta inexactitud a un error de concepto estadístico: cada muestra “instantánea” con las que se computa el promedio constituye sí misma una media aritmética, de modo que en general el promedio resultante no coincide realmente con la media aritmética total. Para solventar este problema se propone redefinir el promedio de forma que esté ponderado, es decir, multiplicar cada medición instantánea por un factor de peso con el fin de corregir esta diferencia. Para cierta variable atmosférica X , se tendría el promedio ponderado $\tilde{X}$ como sigue:

$$\tilde{X} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i X_i}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i X_i}{\sum_{i=1}^n a_i} \quad (3.3)$$

donde los escalares $\{a_i\}_{i=1}^n$ serán los factores de peso. Ahora bien, estos coeficientes no tienen una expresión absoluta, dependerán estrechamente de la variable atmosférica de interés, y deben ser escogidos de manera que se ajusten correctamente a las leyes de conservación en la capa límite. En [Kowalski \(2012\)](#) se presentan las siguientes alternativas ponderadas para las variables atmosféricas involucradas en este trabajo:

- La temperatura del aire debe ser escalada por el producto de la densidad (ρ) y el calor específico del aire (c_p) instantáneos, resultando:

$$\tilde{T} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i c_{p,i} T_i}{\sum_{i=1}^n \rho_i c_{p,i}}$$

- Respecto a la concentración del vapor de agua y el CO_2 , se propone que los pesos coincidan con las mediciones instantáneas de la densidad del aire seco (ρ_d) :

$$\tilde{c} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_{d,i} c_i}{\sum_{i=1}^n \rho_{d,i}} \quad \tilde{r} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_{d,i} r_i}{\sum_{i=1}^n \rho_{d,i}}$$

- o Finalmente se escalarían las velocidades del viento a través de la densidad del aire:

$$\tilde{w} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i w_i}{\sum_{i=1}^n \rho_i}$$

La expresión será análoga para las componentes u y v .

Mediante esta reinterpretación del promedio se obtiene una nueva expresión de la fluctuación:

$$X'' = X - \tilde{X}$$

y en consecuencia se deriva una reinterpretación del flujo turbulento que pone en entredicho la definición a través de la descomposición de Reynolds. No obstante, como el promedio ponderado depende expresamente de cada variable, la correspondiente expresión de los flujos a priori no tiene por qué ser tan simple como una covarianza, estando aún en proceso de estudio estableciéndose posibles definiciones. Por ejemplo, en [Kowalski et al. \(2021\)](#) se establece una nueva definición de los flujos turbulentos respetando los principios de conservación de acuerdo a esta metodología, obteniendo las siguientes expresiones:

$$F_{\text{CO}_2} = \overline{\rho w'' f_c''} \quad (\text{kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}) \quad (3.4)$$

$$H = \overline{\rho w'' T''} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.5)$$

$$F_v = \overline{\rho c_p w'' q''} \quad (\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}) \quad (3.6)$$

donde f_c denota la fracción másica de CO_2 y q la humedad específica. Los resultados expuestos en [Kowalski et al. \(2021\)](#) usando estas covarianzas ponderadas sustentan una crítica a técnicas como la metodología WPL por no respetar el principio de conservación del momento lineal, esencialmente por una definición poco precisa de las velocidades medias ($\overline{w}$) y, en el caso de los gases, una elección inapropiada de la razón de mezcla o la densidad del gas en lugar de la fracción másica. Igualmente se critica que se han calculado flujos basándose en la teoría de la similitud de Monin-Obukhov que presentan una inexactitud considerable, defendiendo que los flujos definidos mediante covarianzas ponderadas podrían resolver estos problemas.

En último lugar, comentamos que otra posible respuesta es que el comportamiento anómalo del flujo puede deberse a problemas en la instrumentación. En este trabajo no hemos desarrollado ampliamente los aspectos instrumentales de las técnicas micro-meteorológicas, con lo que no profundizaremos en las posibles vías alternativas a la instrumentación empleada en EC. No obstante, destacamos que efectivamente se han desarrollado métodos que buscan evitar la compleja instrumentación requerida por las

mediciones *in situ*. Un ejemplo destacado es la propuesta de medir los flujos turbulentos mediante lidar descrita en [Gilbert et al \(2011\)](#), que si bien se trata de una metodología aún en desarrollo, se obtienen resultados precisos de los flujos turbulentos de CO₂ sujetos a ciertas restricciones en la duración de los periodos de medición y en la resolución instrumental.

Por lo expuesto hasta este punto, consideramos que la mala definición del flujo a través de promedios aritméticos es la explicación disponible más probable a los resultados que hemos obtenido respecto a la no verticalidad de los flujos turbulentos, si bien pensamos que otras posibles causas son errores de instrumentación o bien la mala aceptación de las condiciones ideales. Por los límites de tiempo y extensión a los que se debe ceñir este trabajo y la escasa disponibilidad que existe de datos brutos para calcular las covarianzas horizontales, nos hemos limitado a realizar nuestros análisis exclusivamente en 2 ecosistemas con una cantidad más o menos reducida de datos (respecto a los registros disponibles en redes como FLUXNET), de forma que somos conscientes de que no podemos generalizar nuestros resultados e invalidar categóricamente la metodología micrometeorológica empleada durante años. Sin embargo, por la contundencia de los resultados consideramos este proyecto un aliciente suficientemente significativo para fomentar el análisis de la dirección del transporte turbulento y comprobar si la tendencia de los flujos aquí descrita se reproduce o no en otros lugares y bajo otras circunstancias. Una razón de peso es que opinamos que la metodología propuesta en la Sección 2.3 para caracterizar la tendencia del flujo no entraña demasiada complicación a efectos de cálculo y además es conceptualmente sencilla, si bien pudieran plantearse alternativas o ser susceptible de correcciones. En segundo lugar, las evidencias que hemos encontrado pueden interpretarse como una forma de respaldar la modificación de la expresión del flujo al considerar promedios ponderados en lugar del promedio aritmético, para lo cual fomentamos que se calculen los flujos turbulentos cinemáticos a través de las Ecuaciones 3.4, 3.5 y 3.6 y analizar su tendencia análogamente a como lo hemos hecho nosotros y comprobar si la dirección primordial de los flujos es en este caso normal a la superficie de medición.

Conclusiones

En primer lugar, los resultados expuestos en este trabajo indican de forma clara que los flujos calculados mediante Eddy Covariance con los registros de Hyytiälä y Paracou no describen un transporte turbulento de gases y energía normal a la superficie de medición. Además, en mayor o menor medida dependiendo de cada flujo, se ha puesto de manifiesto una tendencia predominante en la dirección y sentido de la corriente de viento:

- Se encontró una tendencia longitudinal a la corriente en aproximadamente el 50 % de los eventos del flujo de vapor de agua en ambas localizaciones, con un 20 % de los registros encuadrados en tendencia indeterminada y otro 20 % catalogados como horizontal indeterminada, siendo el resto de opciones despreciables.
- El flujo de CO₂ mostró una frecuencia de aproximadamente 40 % de eventos longitudinales a la corriente, porcentajes inferiores pero considerables de flujos con dirección indeterminada u horizontal indeterminada, y de nuevo los casos restantes tuvieron frecuencias muy pequeñas.
- Los valores del flujo cinemático de calor destacaron por presentar en torno a un 40 % de casos de dirección indeterminada, el porcentaje de casos longitudinales es levemente más pequeño, teniendo menos de un 20 % de casos horizontales indeterminados e igualmente las posibilidades restantes no superan el 4 % de eventos.

Además, los registros de 4 años en Hyytiälä muestran que esencialmente la dirección del flujo normal a la superficie coincide con aquellos flujos cuyo módulo es más pequeño, observándose una estabilización de la dirección en torno a la corriente de viento a medida que el módulo de flujo crece, lo que indica que el transporte realmente significativo de materia y energía sería horizontal y no vertical. Los valores de Paracou no resultan tan reveladores en este sentido, pero lo atribuimos a la diferencia de cantidad de datos. La contundencia del comportamiento descrito se ve afianzada por haber desarrollado este estudio en dos lugares de medición con condiciones climáticas y localizaciones muy distintas.

La naturaleza de estos resultados nos obligó a cuestionarnos las premisas fundamentales de la investigación micrometeorológica, discutiendo si eran coherentes con la aceptación de las condiciones ideales de medición. No obstante, después de analizar las implicaciones físicas que tendría un transporte turbulento a favor a la corriente descartamos que el problema se deba a un escalado poco riguroso de las leyes de conservación. Proponemos por un lado que estos resultados se deban a errores en la instrumentación, o bien, la explicación que nos resulta más convincente, que la definición del flujo cinemático turbulento a través de una covarianza es poco precisa. Concretamente, defendemos que el empleo del promedio aritmético no es coherente con las leyes de conservación que rigen el intercambio de gases y energía en la capa límite, para lo cual es necesario alterar la definición mediante un promedio ponderado. Describimos

el planteamiento propuesto por *Kowalski (2012)* y *Kowalski et al. (2021)* al redefinir las fluctuaciones de las variables atmosféricas y los flujos turbulentos de calor, vapor de agua y CO₂ basándose en estas ideas. A raíz de esta reformulación y de nuestros resultados, concluimos este trabajo proponiendo analizar las tendencias direccionales tal y como lo hemos hecho tanto para los flujos calculados a través de los métodos tradicionales como para la propuesta mencionada empleando promedios ponderados, dado que hemos puesto de manifiesto que las componentes horizontales de los flujos no son despreciables usando la metodología EC. Una generalización de nuestras conclusiones en distintos ecosistemas y durante más tiempo revelaría la necesidad de establecer una profunda revisión de algunos de los principios micrometeorológicos fundamentales.

Bibliografia

- Aubinet, M. (2008). Eddy covariance CO₂ flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. *Ecological applications*, 18(6), 1368-1378.
- Baldocchi, D. D., Hicks, B. B., Meyers, T. P. (1988). Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69(5), 1331-1340.
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global change biology*, 9(4), 479-492.
- Berner, R. A. (2003). The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, 426(6964), 323-326.
- Bonal, D., Burban, B. (2019). *Associated ICOS Ecosystem Station Labelling Report. Station: GF-Guy (Guyaflux - French Guiana)*. ICOS Ecosystem Thematic Centre. https://meta.icos-cp.eu/resources/stations/ES_GF-Guy
- Bonal, D., Bosc, A., Ponton, S., Goret, J. Y., Burban, B., Gross, P., ... & Granier, A. (2008). Impact of severe dry season on net ecosystem exchange in the Neotropical rainforest of French Guiana. *Global Change Biology*, 14(8), 1917-1933.
- Canadell, J. G., Monteiro, P. M., Costa, M. H., Da Cunha, L. C., Cox, P. M., Alexey, V., ... Lebehot, A. D. (2021). Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks.
- Chen, X., Quéléver, L. L., Fung, P. L., Kesti, J., Rissanen, M. P., Bäck, J., ... Kulmala, M. (2018). Observations of ozone depletion events in a Finnish boreal forest. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(1), 49-63.
- Finnigan, J. J. (1983). A streamline coordinate system for distorted two-dimensional shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 130, 241-258.
- Finnigan, J. J. (2004). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part II: coordinate systems. *Boundary-Layer Meteorology*, 113(1), 1-41.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., & Cleugh, H. A. (2003). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part I: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107(1), 1-48.

- Foken, T., Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and forest meteorology*, 78(1-2), 83-105.
- Friedlingstein, P., Jones, M. W., O'Sullivan, M., Andrew, R. M., Bakker, D. C., Hauck, J., ... Zeng, J. (2022). Global carbon budget 2021. *Earth System Science Data*, 14(4), 1917-2005.
- Gibert, F., Koch, G. J., Beyon, J. Y., Hilton, T. W., Davis, K. J., Andrews, A., ... Singh, U. N. (2011). Can CO₂ turbulent flux be measured by lidar? A preliminary study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(3), 365-377.
- Heiskanen, J., Brümmer, C., Buchmann, N., Calfapietra, C., Chen, H., Gielen, B., ... Kutsch, W. (2021). The Integrated Carbon Observation System in Europe. Bulletin of the American Meteorological Society, 1-54.
- Jacob, D. J. (1999). Introduction to atmospheric chemistry. In *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press.
- Janssens, I. A., Kowalski, A. S., & Ceulemans, R. (2001). Forest floor CO₂ fluxes estimated by eddy covariance and chamber-based model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(1), 61-69.
- Kowalski, A. S. (2012). Exact averaging of atmospheric state and flow variables. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(5), 1750-1757.
- Kowalski, A. S., Anthoni, P. M., Vong, R. J., Delany, A. C., & Maclean, G. D. (1997). Deployment and evaluation of a system for ground-based measurement of cloud liquid water turbulent fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(3), 468-479.
- Kowalski, A. S., Serrano-Ortiz, P., Miranda-García, G., Fratini, G. (2021). Disentangling Turbulent Gas Diffusion from Non-diffusive Transport in the Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 179(3), 347-367.
- Lagergren, F., Lindroth, A., Dellwik, E., Ibrom, A., Lankreijer, H., Launiainen, S., ... & Vesala, T. (2008). Biophysical controls on CO₂ fluxes of three Northern forests based on long-term eddy covariance data. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 60(2), 143-152.
- Mammarella, I., Kolari, P., Rinne, J., Keronen, P., Pumpanen, J., & Vesala, T. (2007). Determining the contribution of vertical advection to the net ecosystem exchange at Hyytiälä forest, Finland. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 59(5), 900-909.
- Mauder, M., Foken, T. (2004). Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2, 26, Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Bayreuth, Germany.

- McMillen, R. T. (1988). An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 43(3), 231-245.
- Meyers, T. P., & Baldocchi, D. D. (2005). Current micrometeorological flux methodologies with applications in agriculture. *Micrometeorology in agricultural systems*, 47, 381-396.
- Moncrieff, J. B., Massheder, J. M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., ... Verhoef, A. (1997). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188, 589-611.
- Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., Chu, H., Christianson, D., Cheah, Y. W., ... Law, B. (2020). The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Scientific data*, 7(1), 1-27.
- Sabbatini, S., Mammarella, I., Arriga, N., Fratini, G., Graf, A., Hörtnagl, L., ... Papale, D. (2018). Eddy covariance raw data processing for CO₂ and energy fluxes calculation at ICOS ecosystem stations. *International agrophysics*, 32(4), 495-515.
- Serrano-Ortiz, P. (2008). *Intercambios de CO₂ entre atmósfera y ecosistemas kársticos: Aplicabilidad de las técnicas comúnmente empleadas*. Universidad de Granada.
- Shurpali, N. J. , Ceulemans, R.: Measurements of eddy covariance CO₂ fluxes above a forest canopy in the Campine Region (Belgium). *Impacts of Global Change on Tree Physiology and Forest Ecosystems (1997)*, Springer, Dordrecht, 337-341.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology* (Vol. 13). Springer Science Business Media.
- Swinbank, W. C. (1951). The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 8(3), 135-145.
- Van Den Berghe, K., Maddelein, D., De Vos, B., & Roskams, P. (1992). *Analyse van de luchtverontreiniging en de gevolgen daarvan op het bosecosysteem*. RUG, Laboratorium voor Bosbouw. Werkgroep SEB.(en Danés).
- Vesala, T., Suni, T., Rannik, Ü., Keronen, P., Markkanen, T., Sevanto, S., ... & Hari, P. (2005). Effect of thinning on surface fluxes in a boreal forest. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(2).

A

Anexos

A.1. 1ª Ley de Fick

La 1ª ley de Fick relaciona el flujo difusivo F de un gas con el gradiente espacial de su concentración (χ) de acuerdo a la siguiente expresión:

$$F = -\nu \nabla \chi = -\nu \left(\frac{\partial \chi}{\partial x}, \frac{\partial \chi}{\partial y}, \frac{\partial \chi}{\partial z} \right)$$

siendo ν la constante de difusividad del gas. Aquí entendemos que F es un flujo vectorial en 3 dimensiones, pero es usual que en ciertos ámbitos se asuma un flujo unidimensional, con lo que es frecuente que se encuentre expresado de la siguiente manera:

$$F = -\nu \frac{\partial \chi}{\partial x}$$

La expresión de la 1ª ley de Fick describe como el flujo se transporta desde zonas donde la concentración χ es alta hasta regiones de baja concentración.

A.2. Clasificación de ecosistemas del IGBP

El *Programa Internacional Geosfera-Biosfera* (IGBP) establece una clasificación de los distintas superficies de los ecosistemas, basándose en parámetros como la vegetación predominante de cada región. Las zonas de estudio de esta memoria coinciden con alguno de los siguientes tipos o una combinación de los mismos registrados en dicha clasificación. En todos los casos la vegetación predominante es leñosa, con un porcentaje de cobertura mayor del 60 % del territorio y una altura de la vegetación que supera los 2 metros:

- **Bosque de coníferas perenne** (ENF): casi todos los árboles permanecen verdes todo el año. El dosel nunca está sin follaje verde.
- **Bosque frondoso perenne** (EBF): descripción idéntica a la de bosque ENF, salvo que en este caso se matiza que también la mayor parte de los arbustos permanecen verdes todo el año.
- **Bosque de coníferas caducifolio** (DNF): consiste en comunidades arbóreas de coníferas estacionales con un ciclo anual de periodos de regeneración y pérdida de las hojas.
- **Bosque frondoso caducifolio** (DBF): se trata de comunidades de árboles de hoja frondosa con un ciclo anual de periodos de regeneración y pérdida de las hojas.

A.3. Módulo mínimo. Unidades no cinemáticas

De acuerdo a las expresiones de los flujos no cinemáticos de la Observación 2.3 y suponiendo los siguientes valores aproximados:

$$\begin{aligned}\rho &\simeq 1 \text{ kg /m}^3 & c_p &\simeq 1005 \text{ J/kg K} \\ M_A &\simeq 29 \text{ kg /kmol} & L_v &\simeq 2260 \text{ kJ/kmol}\end{aligned}$$

donde M_A denota la masa molar del aire, tendremos los siguientes umbrales aproximados para los flujos de calor latente y sensible y el flujo de CO_2 :

Flujo	Módulo mínimo (Hyytiälä)	Módulo mínimo (Paracou)
F_{CO_2}	$0.476 \mu\text{mol CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	$1.741 \mu\text{mol CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$
H	12.1605 W m^{-2}	16.382 W m^{-2}
LE	4.21 W m^{-2}	8.136 W m^{-2}

A.4. Variación de los ángulos cenital y azimutal respecto al módulo del flujo

Se muestran los diagramas de dispersión entre los valores de α y β para los flujos de CO_2 y calor. En Hyytiälä se observará un comportamiento similar para α respecto a lo expuesto con el flujo de vapor de agua, mientras que β parece totalmente análogo. Los resultados de Paracou son mucho más pobres, pero se tienen en cuenta la diferencia en la cantidad y calidad de los datos.

Hyytiälä

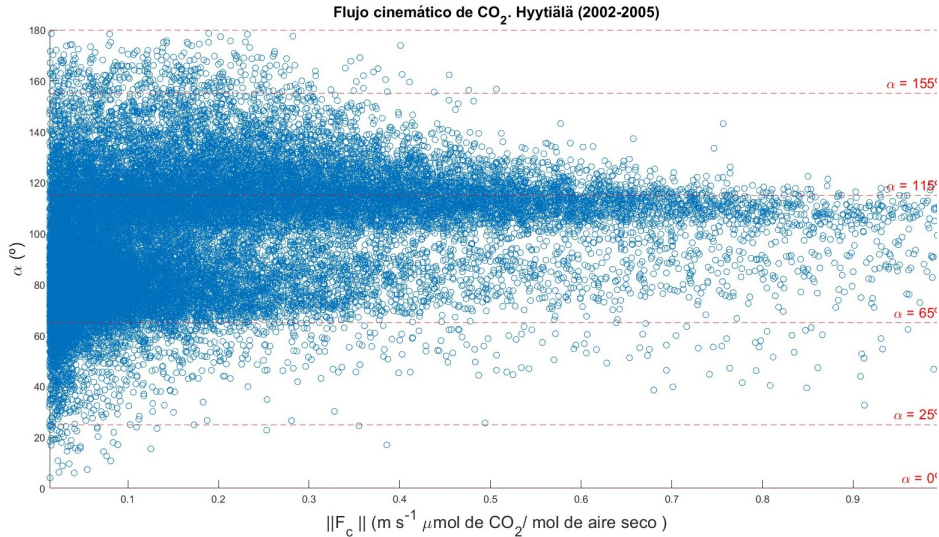


Figura A.1: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo de CO_2 (Hyytiälä, 2002-2005).

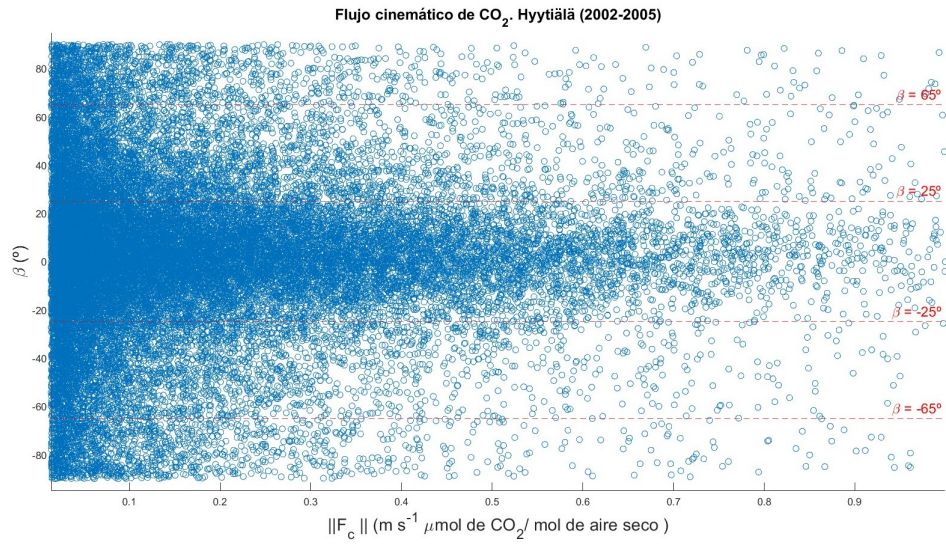


Figura A.2: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo de CO_2 (Hyytiälä, 2002-2005).

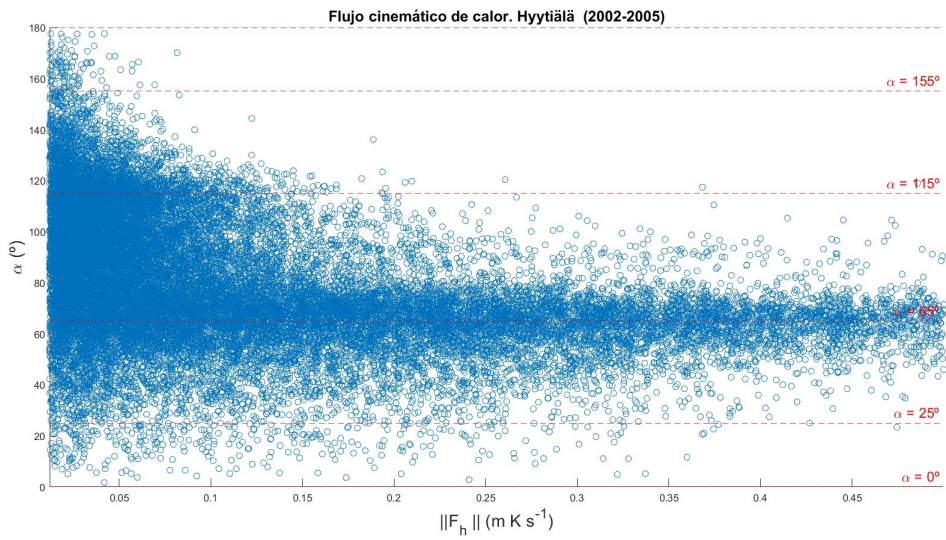


Figura A.3: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo cinemático de calor (Hyytiälä, 2002-2005).

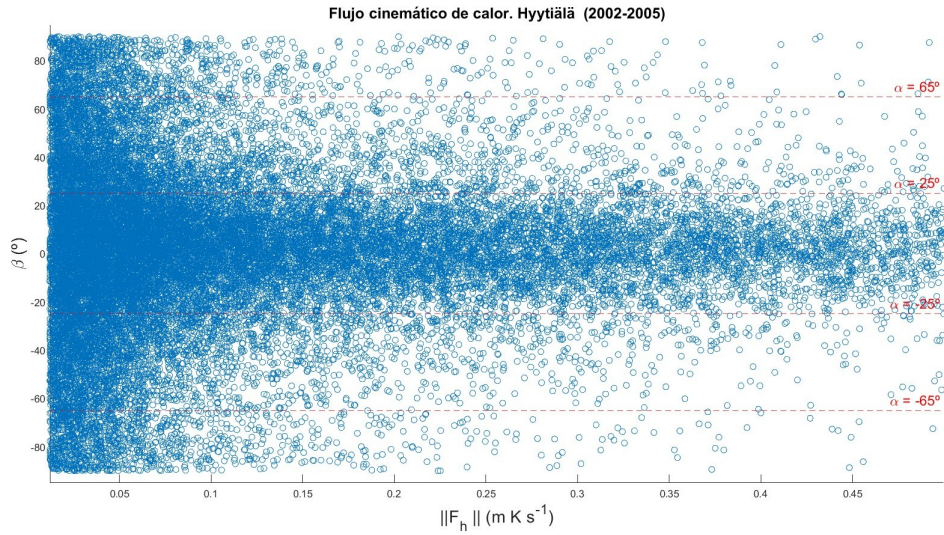


Figura A.4: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo cinemático de calor (Hyytiälä, 2002-2005).

Paracou

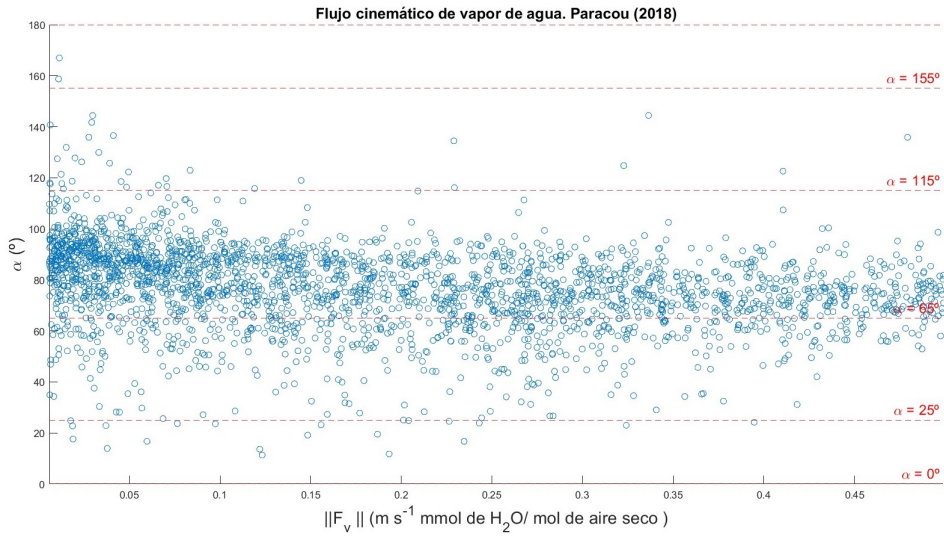


Figura A.5: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo de vapor de agua (Paracou, 2018).

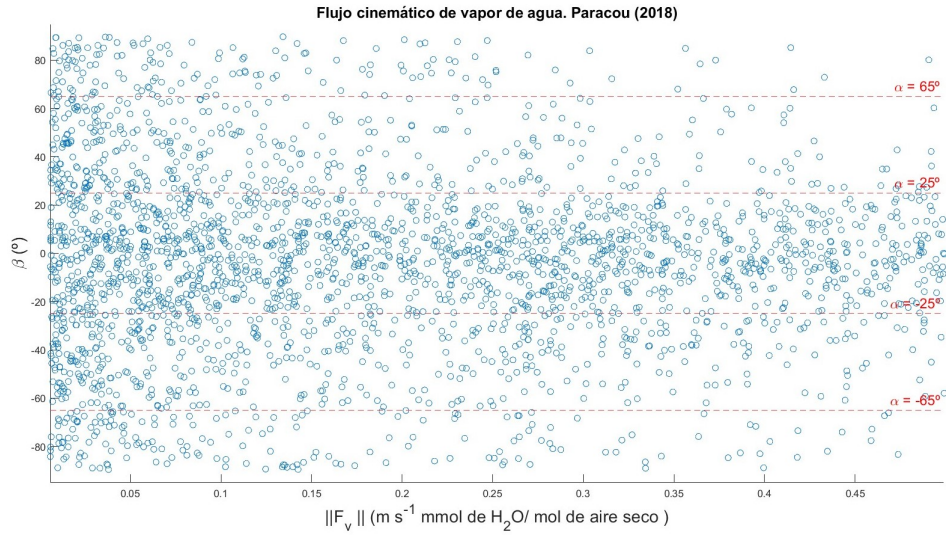


Figura A.6: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo de vapor de agua (Paracou, 2018).

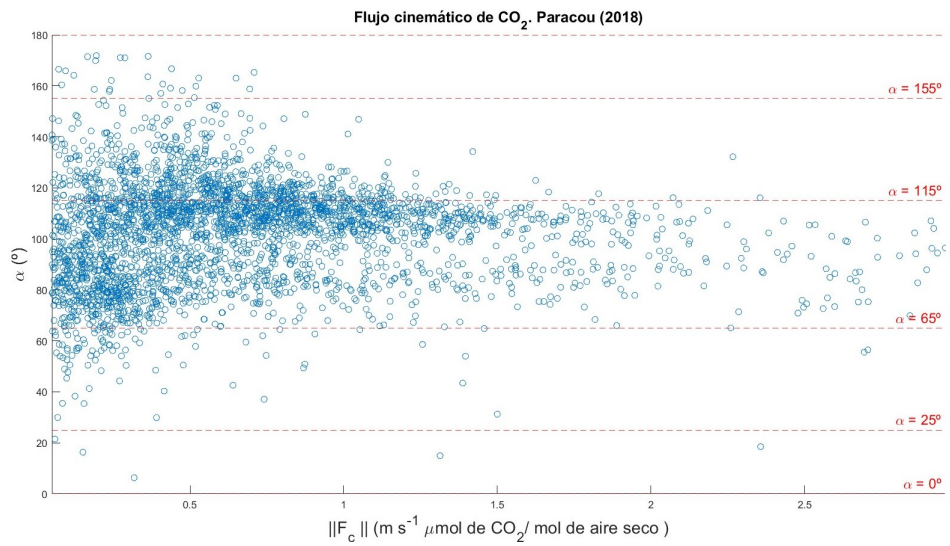


Figura A.7: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo de CO_2 (Paracou, 2018).

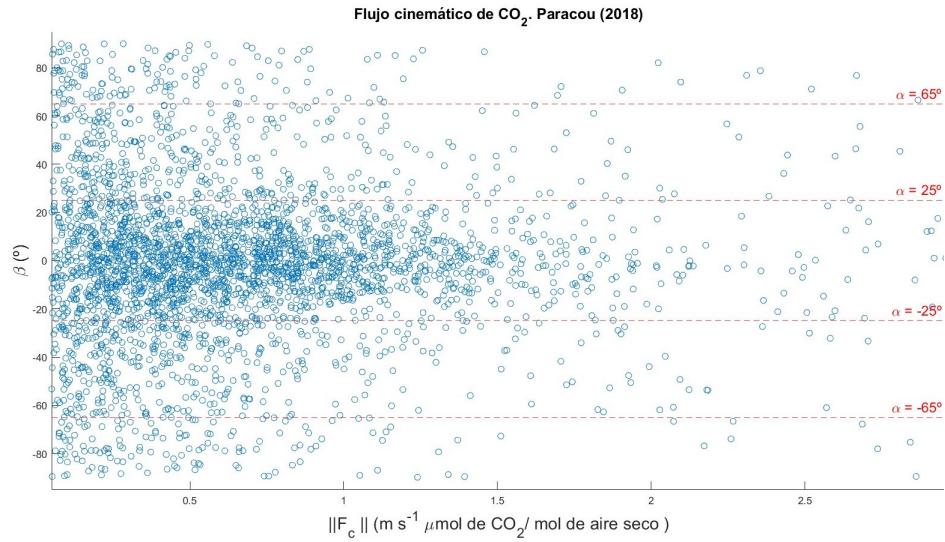


Figura A.8: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo de CO₂ (Paracou, 2018).

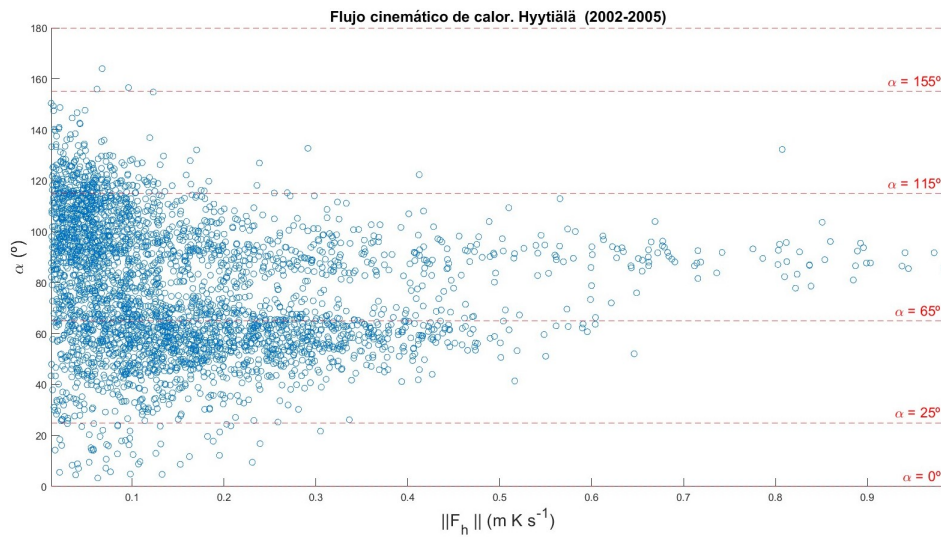


Figura A.9: Ejemplo de la variación del ángulo cenital (α) respecto al módulo del flujo cinemático de calor (Paracou, 2018).

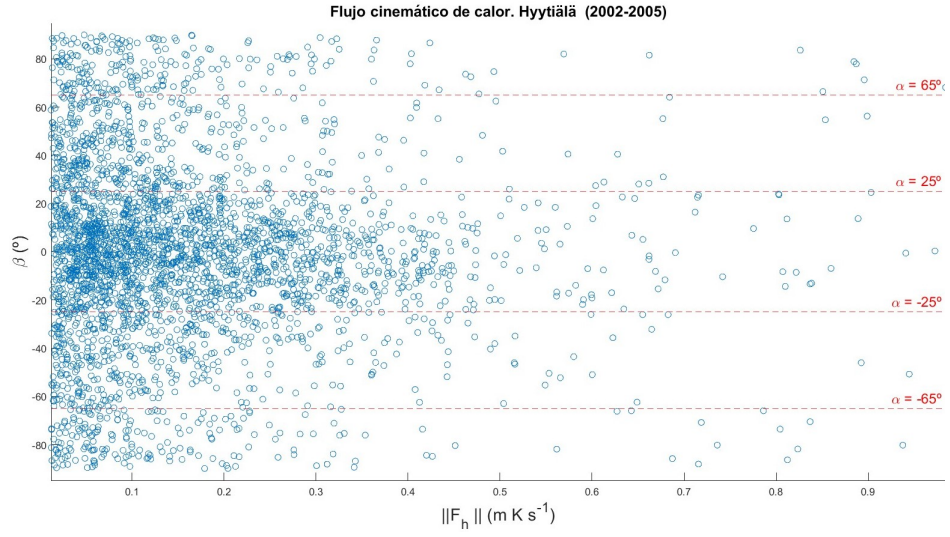


Figura A.10: Ejemplo de la variación del ángulo azimutal (β) respecto al módulo del flujo cinemático de calor (Paracou, 2018).